Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Adel Abdul-Salam

aus Damaskus (Syrien)

1966

Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Adel Abdul-Salam

aus Damaskus (Syrien)

Gutachter:

Professor Dr. J. HÖVERMANN

Professor Dr. W. WÖHLKE

Tag der mündlichen Prüfung:

25. Februar 1965

D 188

Tag der Promotion 16. JULI 1966

Zugleich Heft 3 der Berliner Geographischen Abhandlungen. Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin 1966.

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Vorwort 5

Einleitung und Problemstellung 7

Lage des Arbeitsraumes und Topographie 8

Geologische Grundzüge 8
A. Stratigraphie 8
B. Tektonik 9

Grundzüge des Klimas 11
A. Temperatur 12
B. Niederschlag 13
C. Klimatypen 16

I. Strukturell bedingte Formen 16
A. Falten, Bruchfalten und Bruchstufen 17
B. Schichtrippen, Sattelstufen, Kämme und Chevrons 19
C. Schichtstufen und Schichttafeln 20
D. Vulkanischer Formenschatz 22

II. Klimatisch bedingte Formen 24
A. Glaziale und nivale Formen 24
1. Rezente und ehemalige Schneegrenze 26
B. Periglazialerscheinungen 26
1. Rezente Periglazialerscheinungen 26
2. Fossile Periglazialerscheinungen 27
3. Ober- und Untergrenze der rezenten und ehemaligen Periglazialerscheinungen 28
C. Fluviatile Formen 29
1. Erosionsformen 29
a) Taltypen des feuchten Westens und Nordwestens 30
b) Uaditypen des trockenen Ostens und Südostens 33
2. Akkumulationsformen 34
D. Aride und semiaride Formen 36
1. Fußschrägflächen (Glacis) 36
2. Wüstentypen und Wüstenböden 38
a) Hamâdtypen 38
b) Lockerstaubböden, Salzböden und Sandfelder 40
3. Krusten, Rinden und Wüstenlack 41
4. Abflußlose Becken 42
a) Intermontan-Becken 42
b) Becken am Fuße der Wüsten-Randgebirge 43
1. Damaskus-Becken 43
2. Tadmor-Becken 44
c) Khabras des Wüstentafellandes und Ghudran des Basaltgebietes 45
E. Karsterscheinungen 47

Zusammenfassung 48

Literaturverzeichnis 49

Kartenverzeichnis 51

LEBENSLAUF

Am 29. 11. 1933 wurde ich, Adel Abdul-Salam, Sohn von Abdul-Salam Rif'at und Marjam Tscherkess, in 'Assal el-Uard (Damaskus/Syrien) geboren. Nachdem ich im Jahre 1951 das syrische Reifezeugnis erhielt, begann ich an der Philosophischen Fakultät der Syrischen Universität in Damaskus (Fachrichtung Geographie) zu studieren. Bis ich 1955 die „Licencié" in Geographie erlangte, führte ich mein Studium durch bei den Herren Professoren Dr. S. Omar Bascha, Dr. N. Mussli, Dr. I. Nass, Dr. A. Nu'man, Dr. J. Khuri, Dr. N. Hattum, Dr. A. Yafi, Dr. G. Haddad, Dr. O. Farukh und Herrn O. Hakim. Anschließend studierte ich bei den Herren Professoren Dr. G. Saliba, Dr. S. Drubi und Dr. H. Djamali an der Pädagogischen Fakultät, um das Diplom für das Höhere Lehramt zu erlangen. Nachdem ich mein akademisches Studium abgeschlossen hatte, arbeitete ich als Lehrer und Direktor in den Oberschulen in Muhafezet (Bezirk Damaskus). Nach meiner vierjährigen Tätigkeit in Syrien bin ich nach West-Berlin gesandt worden, um an der Freien Universität Berlin zu studieren und das Diplom in Geographie-Kartographie zu erhalten. Im Wintersemester 1960/61 begann ich in dem Geographischen Institut der F. U. B. erneut zu studieren und legte die Vor- und Hauptdiplomprüfung ab. Meine Lehrer in dieser Zeit waren die Herren Professoren Dr. J. Hövermann, Dr. G. Jensch, Dr. Dr. J. H. Schultze, Dr. H. Valentin, Dr. W. Wölke, Dr. F. Mattick, Dr. M. Richter, Dr. G. Bischof, Dr. R. Scherhag und Dr. W. Braune.

Danach setzte ich mein Studium in Berlin fort, um den Doktorgrad zu erlangen. Gleichzeitig war ich zwei Jahre als wissenschaftlicher Assistent am II. Geographischen Institut (Kartographische Abteilung) tätig.

Adel Abdul-Salam

VORWORT

Die bisherigen Werke über Syrien behandeln vornehmlich die westlichen bewohnten, feuchten Teile des Landes sowie die Umgebungen der großen Städte wie Damaskus, Aleppo oder Homs. Sie sind meist keine rein oder speziell geomorphologischen Werke, sondern im allgemeinen regionale landeskundliche Arbeiten. Über die südöstlichen Gebiete findet man in Reiseberichten manchmal kleine geomorphologische Bemerkungen über die Wüste und Steppe, die man als Quellenmaterial benutzen kann, soweit sie über reine topographische Beschreibungen oder topographische Messungen hinausgehen.

Die alten arabischen Werke, wie z. B. von Ahmad ibn Jahja AL-BELADORI (892), Abu Obejd Abdulla AL-BAKRI (1094), Jaqut AL-HAMAUI AL RUMI (1224), Muhammad ibn BATTUTA (1377) u. a., sind im allgemeinen auch nur Ortsbeschreibungen. Die nachfolgenden europäischen Reiseberichte, besonders für den südöstlichen Teil Syriens von mehreren Historikern, Archäologen oder Orientalisten, waren für mich keine nutzbaren Quellen. Diese ältesten Berichte stammen von dem Engländer Cyrill C. GRAHAM (1857), dem Deutschen J. G. WETZSTEIN (1858), den Franzosen Graf DE VOGÜE und W. H. WADDINGTON (1862—1865) und wieder den Deutschen T. NÖLDEKE (1875), STÜBEL (1882), OPPENHEIM (1900) u. a.

Wenn man nun nach neuen geographischen Arbeiten sucht, muß man erkennen, daß dieses altbekannte Land im südöstlichen Steppen- und Wüstengebiet bis in jüngste Zeit wenig erforscht geblieben ist. Die wenigen geographischen Aufsätze über dieses Gebiet oder einen Teil davon, die aus jüngerer Zeit stammen, sind, wie der Aufsatz von E. WIRTH (1958) über einen Teil der syrisch-irakischen Wüste, nicht sehr ausführlich.

Aufenthalte im el-Qalamun-Gebiet in den Jahren 1956 bis 1959 gaben mir die Gelegenheit, das Gebiet zu studieren und Material zu sammeln.

Die Damaskus-Ebene, besonders den östlichen Teil (El-Mardj), hatte ich im Jahre 1955 in einer Arbeit, die ich der Geographischen Section der Damaskus-(damals Syrische) Universität überreichte, behandelt. 1959, bevor ich mein Studium in Berlin fortsetzte, besuchte ich die Wüste zum erstenmal mit der Absicht, geographische Studien zu treiben. Eine weitere Forschungsreise im Jahre 1962 hatte den Zweck, die Wüste bzw. die Tadmor(Palmyra)-Ketten zu untersuchen und anschließend den Lubnan esch-Scharqi (Antilibanon) und die Damaskus-Ebene noch einmal mit neuer Fragestellung zu bearbeiten. In diesem Jahr hatte ich während meiner Untersuchungen Gelegenheit, an dem „UNESCO regional training course on geomorphology of arid regions" teilzunehmen, der unter der Leitung von Prof. J. DRESCH durchgeführt wurde. Die Hauptexkursion führte damals in das Gebiet von Tadmor, um dessen Becken, die Sabkha und die Ketten der Umgebung zu studieren.

In dieser Arbeit lege ich die Ergebnisse meiner Studienreisen vor. Wesentliche Hilfe und Förderung des Herrn Dr. Ch. SAFADI, Direktor des Hydrologischen Amtes Damaskus, ermöglichte meine Studien. Mein ganz besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. J. HÖVERMANN, der meine Arbeit betreute, mich in großzügiger Weise unterstützte und in dessen Begleitung ich im Frühjahr 1963 meine letzten Wüstenforschungen durchführen konnte.

Allen beteiligten deutschen und arabischen Institutionen, Behörden und Persönlichkeiten, die durch ihre Unterstützung meine Arbeit erleichterten, danke ich aufrichtig; mit einschließen möchte ich meinen Freund Herrn M. H. HALIME.

Nicht zuletzt danke ich Fräulein B. FELSKE, Herrn G. SCHULZ und Herrn J. SCHULZ für die zeichnerische Arbeit. Ganz besonderen Dank möchte ich der Kartographin Frau R. MIELITZ aussprechen, die sich der geomorphologischen Karte mit Geduld und Hilfe annahm.

Adel Abdul-Salam

Berlin, im August 1964.

EINLEITUNG UND ALLGEMEINE PROBLEMSTELLUNG

Die südlichen Steppen- und Wüstenteile Syriens sowie die höheren Zonen des Antilibanon bieten verschiedene Beispiele zur strukturell-klimatischen Geomorphologie der ariden und semiariden Zonen. Reine Strukturformen, wie z. B. tätige Vulkane, sind im Arbeitsgebiet nirgendwo zu finden; alle Formen sind mehr oder weniger stark durch exogene Kräfte bestimmt. Trotzdem müssen manche Landformen im Arbeitsgebiet als strukturell bedingte Relieftypen angesehen werden: die Beziehungen zwischen dem Bau der Kruste und der Oberflächengestalt bestimmen das Erscheinungsbild und sind durch die exogenen Kräfte nur wenig modifiziert. Als derartige Landformen kommen im Arbeitsgebiet vor: Bruchschollen, Bruchstufen, Sättel, Schichtrippen und Schichtkämme in den Bruchfaltengebirgen des W und NW, Schichtstufen, Schichttafeln und vulkanische Formen im Wüstentafelland des SSO sowie an wenigen Stellen des NW.

Die klimatisch-morphologische Analyse richtet sich auf die Formung durch die exogenen Kräfte, deren spezielle Wirkung sich entweder an Abtragungsformen oder an Aufschüttungsformen zeigen. Da die Differenzierung dieser exogen bedingten Formung durch das Klima hervorgerufen wird und demzufolge jeder Klimabereich einen anderen Formenstil haben muß, sind die Formen unter dem Gesichtspunkt der gegenwärtigen Formung in den verschiedenen nebeneinander vorkommenden Klimaten zu unterscheiden, und durch die Verlagerung der Klimazonen im Laufe der Zeit untereinander nach fossilen oder rezenten Formen zu gruppieren. Die klimatisch bedingten Formen des Arbeitsgebietes bieten damit zugleich Probleme der Geomorphologie des Quartärs. Das Arbeitsgebiet gliedert sich in zwei geomorphologische Großformen: die Bruchfalten des Antilibanon, den el-Qualamun und die Tadmorketten im W und NW und das Wüstentafelland mit den Basaltdecken im S und SW.

Ortsnamen und Ausdrücke werden alle nach dem originalen Wortlaut der arabischen Sprache wiedergegeben.

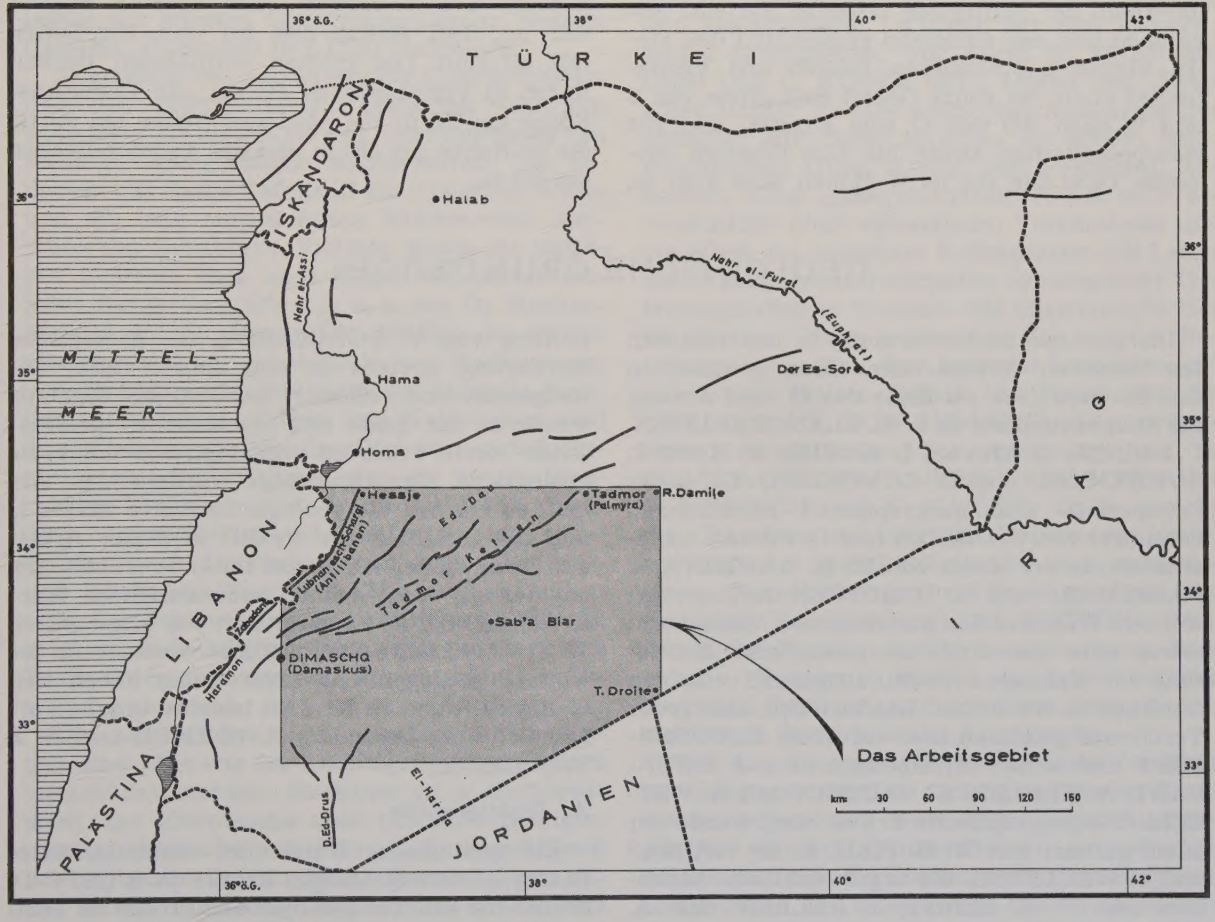


Abb. 1. Lage des Arbeitsgebietes.

LAGE DES ARBEITSRAUMES UND TOPOGRAPHIE

Die Hälfte der gesamten Oberfläche der Arabischen Republik Syrien ist ein arides Gebiet mit weniger als 250 mm Niederschlag im Jahr. Ein Viertel Syriens gehört zur semiariden Zone mit mehr als 250 mm bis 500 mm Jahresniederschlag. Das bedeutet, daß ca. 135 000 qkm von Syrien im Bereich des Trockengürtels der subtropischen Zone liegen. Diese Fläche erstreckt sich von el-Djezira im N nach S, wo sie sich bis Sahra' el-Nufud in Nordarabien fortsetzt. Von Aleppo (Halap), dem Hama-Homs-Plateau und dem Antilibanon im NW und W dehnt sich die trokkene Zone weiter nach O bis Mesepotamien hin aus. Diese Zone ist durch die Tadmorketten, die von Damaskus bis Tadmor und von dort aus mit der el-Bischiri-Fortsetzung des Furattales (Euphrat) weiter nach NO reichen, in einen nördlichen und einen südlichen Teil getrennt. Das Untersuchungsgebiet umfaßt den größten Teil des Südens, der als „südliche Syrische Wüste" oder „el-Hamad" oder „esch-Schamije" bekannt ist. Es liegt zwischen 32° 57' und 34° 33' nördlicher Breite und 36° 31' und 38° 50' östlicher Länge (vgl. Abb. 1 und Karte 1-2). Der bearbeitete Raum bedeckt eine Fläche von ca. 22 000 qkm und liegt innerhalb der politischen Grenzen Syriens. Abgesehen von den einzelnen großen und den vielen kleineren abflußlosen Becken und Vertiefungen stellt das ganze Gebiet eine große von S und W nach NO und O zum Furattal und zur mesopotamischen Ebene hin sich langsam senkende Tafel dar, die im W Höhen über 2 500 m, im O unter 500 m Meereshöhe liegt. Die Regionen des W haben mit 2 629 m (Dj. Uadi el-Hadjar) ihre größte Erhebung im Antilibanon. Diese höhere Zone senkt sich im el-Qalamun-Gebiet bis zu 1 300 m und 1 100 m und hebt sich wieder bis über 1 800 m im Dj. en-Nabk und Dj. Ma'lula. Parallel dem en-Nabk-Ma'lula-Bergzug erstreckt sich die Mulde von Djerud und des Uadi Ghadir von SW nach NO in einer mittleren Höhe von 800—850 m. Im NO sinkt die Oberfläche in der ed-Dau-Senke bis zu einer Höhe von 450 m ab. Weiter nach SO steigt das Gelände langsam wieder an auf eine mittlere Höhe von fast 1 100 m in den Tadmorketten, deren höchster Gipfel im Dj. Zbeidi eine Höhe von 1 401 m erreicht.

Südlich und südöstlich dieser Gebirgszüge bildet die südliche Syrische Wüste ein welliges Tafelland, das eine mittlere Höhe von 600—700 m erreicht und das von über die gesamte Ebenheit verstreuten Hügeln überragt wird, welche man Redjem oder Tell nennt. Das basaltische Plateau im SW hat eine durchschnittliche Höhe von 750—800 m mit zahlreichen höher aufragenden, einzeln stehenden Vulkankegeln, deren höchste Tell el-Hadjar oder Scheikh et-Tlul (993 m), Tell Dakua (948 m) und Um-Edhen (932 m) sind. Die größten abflußlosen Becken liegen in verschiedenen Höhen: die Damaskus-Ebene um 650 m, die edj-Djuef-Senke um 600 m, die er-Ruhbe um 580 m und das Tadmor-Becken um 400 m.

GEOLOGISCHE GRUNDZÜGE

Die geologische Erforschung in den Ländern des Vorderen Orients nahm ihren Ausgang in den Studienreisen am Ende des 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts (u. a. M. BLANCKENHORN, C. DIENER, O. FRAAS, L. KOBER, W. KOERT, E. KRENKEL und G. ZUMOFFEN). In dieser Frühperiode sind geographische Forschungen besonders von C. DIENER und O. FRAAS, urgeschichtliche vor allem von W. B. DAWKINS, E. PASSEMARD und G. ZUMOFFEN durchgeführt worden. Während der französischen Mandatszeit setzte eine systematische geologische Kartierung im Maßstab 1 : 50 000, ausgehend von den Gebirgen in westlichen Landesteilen, ein; große Verdienste gebühren hier vor allem L. DUBERTRET und seinen Mitarbeitern (u. a. J. BOURCART, A. KELLER, H. VAUTRIN und R. WETZEL). Die geographische Erforschung wurde vor allem geführt von W. B. FISH, E. de VAUMAS und J. WEULERSE, die urgeschichtliche besonders von P. A. BERGY, J. KELLER und A. RUST. Durch russische Geologen ist unter der Leitung von V. PONIKAROW die geologische Kartierung Syriens in den Jahren 1958—1961 fortgesetzt und vollendet worden, das Ergebnis wurde in der Ende 1962 erschienenen geologischen Karte 1 : 200 000 vorgelegt. Sie dient als geologische Hauptgrundlage vorliegender Arbeit; so wurden die geologische Karte (Karte 1) und die verschiedenen Profile in dieser Arbeit auf Grund jener Karte mit ihren Profilbeilagen angefertigt. Ausgedehnte bodenkundliche Kartierungen sind in jüngerer Zeit vor allem durch W. J. VAN LIERE durchgeführt worden; um die weitere geographische Erforschung haben sich K. KAISER und W. KLAER bemüht, um die vorgeschichtliche besonders H. FLEISCH und W. J. VAN LIERE.

A. Stratigraphie

Die geologische Karte des Arbeitsgebietes (Karte 1), die zugehörigen Profile (A-B und C-D, ebenso die anderen geologischen Profile im Text) und die stratigraphische Tabelle (Tabelle 1) ver-

anschaulichen uns die stratigraphische Gliederung und den geologischen Bau. Im Arbeitsgebiet herrschen Gesteine aus dem Mesozoikum und Känozoikum vor. Ablagerungen älterer Formationen, die den kristallinen Sockel der arabischen Masse bilden, treten in Syrien nur an wenigen Stellen zutage; erst in Transjordanien und Nordarabien wird dieser Unterbau, der größtenteils aus paläozoischen Schichten zusammengesetzt ist, weitflächig sichtbar.

Die ältesten Schichten, die dem Jura und der Unterkreide angehören, haben im Arbeitsgebiet nur einen geringen Einfluß auf die Oberflächengestalt, so an wenigen Stellen der Tadmorketten. Demgegenüber sind die meist kalkigen Absätze der Oberkreide von großer Bedeutung für die Gestaltung der Bergketten des Arbeitsgebietes. So tauchen sie in den von SSW nach NNO langgestreckten Ketten des Antilibanon, des Qalamun, der Uasttani- und Tadmorketten auf. Die Schichten dieser Bergzüge bestehen aus mächtigen, plattigen oder bankigen Kalken und Dolomiten des Cenomans und Turons, die von dünnbankigem Mergel durchsetzt sind. Die Flanken der Bergzüge setzen sich aus weicheren, dünnbankigen und feinbändrigen Dolomiten, Kalken, Sandsteinen, Kreiden, Mergeln und Tonen (die kalkigen Absätze gelegentlich mit Feuersteinlagen) der höheren Oberkreide (Coniac, Santon, Campan, Maastricht und Dan) zusammen.

Abgesehen von den unter dem Quartärschleier und den Ergußgesteinen liegenden Schichten wird mehr als die Hälfte des Arbeitsgebietes von tertiären Ablagerungen eingenommen. Sie bedecken das flache Tafelland der Syrischen Wüste und die lang ausgedehnten Muldenzonen zwischen den Bergzügen. Vielfach bauen die tertiären Gesteine aber auch Hügel auf, selbst einzelne Bergketten, wie z. B. u. a. den Dj. Rankus-Ma'lula und Dj. Barab. Die Absätze des Paläozäns bestehen hauptsächlich aus Wechsellagen von dünnbankigen, feinbändrigen Mergeln, Kreiden, Sandsteinen, Tonen und Kalksteinen (mit Feuersteinlagen). Wichtige Bildner von Schichtstufen und Schichtrippen sind die nummulitenreichen Kalksteinserien des Mitteleozäns, die in dem Wüstentafelland sehr verbreitet sind; ebenso aber auch die obereozänen Kalk-, Dolomit- und Sandstein-Schichten. Das nur auf einen schmalen Schlauch beschränkte marine Oligozän zeigt an, daß Gebirgsbewegungen am Ende des Eozäns erfolgten und daß danach intensive Abtragung einsetzte.

Die jungtertiären und quartären Ablagerungen sind allerorts im Arbeitsgebiet terrestrisch ausgebildet worden: Brekzien (u. a. Tuffbrekzien), zur Hauptsache aber fluviatile (Konglomerate), limnische (z. B. Mergel, Tone und Sand) und äolische Absätze (Sand). Hauptsächlich bilden sie das Innere der Mulden und Senken, die zwischen die Bergketten eingeschachtelt sind und offenbar seit dem Endeozän Erosionsbasen waren. Weite Flächen des Arbeitsgebietes werden aber auch von Basaltdecken eingenommen, deren Förderung vor allem im Mittelmiozän, Oberpliozän sowie im Quartär erfolgte. Diesen Basaltdecken sind örtlich jüngere Basalt- und Tuffkegel aufgesetzt, die offenbar oberpliozänes, teilweise sogar aber auch jüngeres bis historisches Alter haben.

Die Quartärablagerungen sind mit ihren vier Stufen (Alt-, Mittel- und Jungpleistozän sowie Holozän) im Arbeitsgebiet mit unterschiedlicher Mächtigkeit verbreitet. Das Altpleistozän kommt in zwei kleinen Streifen südlich des Tell Ma'schi vor, das Mittelpleistozän ist weitflächiger verbreitet, so in der Fußzone vieler Bergzüge, vor allem auch im Umkreis des Tadmorbeckens. Am häufigsten sind aber die jungpleistozänen Ablagerungen vertreten, besonders in den Senken. Dazu sind die tieferen Stellen der Senken (u. a. abflußlose Becken) und Mulden, vor allem die Uadi-Betten mit Holozän-Aufschüttungen ausgefüllt.

B. Tektonik

In Syrien stoßen zwei verschiedene Strukturssysteme zusammen: die alpinotypen Tauriden und das arabische Tafelland mit dem afrosyrischen Bruchsystem. Vor allem E. KRENKEL (1924) und L. KOBER (1915) faßten den „Syrischen Bogen" als eine alpinotype Außenzone der Tauriden auf. Dafür sprechen die großen Sedimentmassen (Jura, Kreide und Paläozän), Anzeichen eines „geosynklinalen" (wenn auch offensichtlich nicht submarinen) Vulkanismus und vor allem ein besonders in Nordsyrien (bis Lattaquije) ausgedehnter (offenbar synorogener) Tiefenmagmatismus (basische bis ultrabasische Tiefengesteine). Nach Auffassung der meisten Bearbeiter ist jedoch der „Syrische Gebirgsbogen" aus einem labilen Schelf (im Sinne von H. STILLE und S. VON BUBNOFF) als germanotypes Bruchfaltenland hervorgegangen (u. a. M. BLANCKENHORN, L. DUBERTRET, L. PICARD, S. KNETSCH und K. KAISER). Dafür spricht der Charakter und Grad der Deformation (relativ einfache Antiklinalfaltung ohne nennenswerte Überschiebungen, mit Bruchschollen, tektonischer Zerstückelung). M. RICHTER (frdl. mündliche Mitteilung) läßt die alpinotypen Tauriden in Nordsyrien ausklingen, der eigentliche „Syrische Gebirgsbogen" wird von ihm als germanotypes Bruchfaltenland aufgefaßt.

Was das Alter der gebirgsbildenden Vorgänge anbelangt, so werden nach schwächeren jungkimmerischen und austrischen Krustenverbiegungen stärkere Deformationen pyrenäischen Alters (am Ende des Eozäns) durch Diskordanzen sowie durch das weitflächige Fehlen oligozäner Serien und die kontinentale Ausbildung des Neo-

Tabelle 1

Stratigraphische Tabelle Syriens in bezug auf das Arbeitsgebiet
(nach V. PONIKAROW, 1962)

Ära und Formation		Abteilungen und Stufen	Gesteinsausbildung	Vorkommen
NEOZOIKUM	Quartär	HOLOZÄN	Lehm, Ton, Sand, Schutt, Schotter. **Basalt**	Kern der abflußlosen Becken, Betten der Uadis. **Ess-Ssafa, el-Ledja, Diret et-Tlul**
		PLEISTOZÄN (Jung)	Konglomerat, Sandstein, Lehm, Mergel, Schotter, Kalktuff	Rand der Bergketten, Saum der Senken und Uadis SW-Tadmorbecken
		(Mittel)	Konglomerat, Lehm, Sand-, Kalkstein, Schutt. **Basalt**	El-Qalamun, Fuß des Dj. Schamali, Dj. Mhin, Dj. ed-Daua, Dj. Ttebaq sowie Tadmorbecken, Sauanet el-Hamra, ed-Dau, edj-Djuef. **Diret et-Tlul, NNW er-Ruhbe**
		(Alt)	Konglomerat, Kalktuff, Kies, Schutt. **Basalt**	Tell M'aschi. **Dj. el-Ghrab, Dj. et-Tanf, Ses**
	Neogen (Jung-Tertiär)	PLIOZÄN (Ober)	Mergel, Kalk-, Sandstein, Ton, Feuerstein, Konglomerat, Brekzie, Kies. **Basalt**	N el-Qalamun, SO ed-Dau, NO el-Muh, Sauanet esch-Scharqije, et-Tanf, er-Ruhbe, Tlul Schamra, el-Buttmijat, O Hauran-Plateau, S Damaskus. **W Ttrag, al-'Alab, Ttal'at es-Sa'i, el-Buttmijat, O Hauran-Plateau, S Damaskusbecken**
		(Unter)	Konglomerat, Kiesel, Tuffbrekzie, Kalkstein	Um die 'Assal-, Ssednaja-, Djerud- und Damaskus-Becken und -Mulden
		MIOZÄN (Mittel)	Sand-, Kalkstein, Ton, Mergel, Konglomerat. **Basalt**	Dj. Rankus-Jabrud, Dj. Barab, Dj. Russ, Dj. Rmeili, Dj. ed-Daua. **Dj. 'Ade, Dj. el-'Abd, Dj. Kohle**
		(Unter)	Terrestrischer Kalk-, Sandstein	Ed-Dau SW-Saum, Dj. Russ, Dj. Kaudane, es-Sehl
	Paläogen (Alt-Tertiär)	OLIGOZÄN	Kalk-, Sandstein, Mergel, Feuerstein	Schmale Streifen nördlich der Tadmorketten, edj-Djuef
		EOZÄN (Ober)	Kalk-, Sandstein, Dolomit, Kreide, Ton	Dj. Rankus-Jabrud, Dj. Dhmer, Dj. el-Qorn, el-Buttmijat, Ttrag al-'Alab
		(Mittel)	Nummulitreicher Kalkstein, Ton, Kreide, Kieselstein	Dj. Uasttani, Wüstentafelland
		(Unter)	Kreidekalk, Mergel, kalkig Ton, Feuerstein, Phosphat	El-Qalamun, el-Qarjatein-Gebiet, es-Sauanat, et-Tanf
		PALÄOZÄN (Ober)	Kreidekalk, Mergel, Feuerstein, Ton	El-Qalamun, el-Qarjatein, Ssednaja, Djerud, Tadmorketten
MESOZOIKUM	Kreide	OBERKREIDE (Coniac, Santon, Campan, Maastricht, Dan)	Dolomit, Kalk, Sandstein, Kreidekalk, Mergel, Ton, Phosphat, Feuerstein	Dj. en-Nabk-Schamli, Dj. el-Uasttani, Tadmorketten, Dj. Khnefis
		(Turon)	Dolomit, Kalkstein, Mergel	Dj. en-Nabk, el-Uasttani, Tadmorketten
		(Cenoman)	Dolomit, Kalkstein, Mergel	Antilibanon, Dj. ed-Daua, Tadmorketten
		UNTERKREIDE	Sand-, Kalkstein, Dolomit, Mergel, Ton	Dj. Zbeidi, Dj. Dhmer
	Jura	MALM	Dolomit, Kalkstein, Ton, Gips, Anhydrit, Mergel	Dj. Khnezir, Dj. Um-Djurn, Dj. Rmah, Dj. Hajan, Dj. Ras el-Manttar
		DOGGER	Dolomit, Kalkstein	Dj. Dhmer, Dj. Zbeidi

gens und Quartärs im Landesinnern (vorwiegend Konglomerate und Brekzien) angezeigt. Dennoch dürfte die Hauptfaltung, entgegen der Auffassung von L. DUBERTRET, der pyrenäisches Alter annimmt, erst in der wallachischen Phase (am Ende des Tertiärs) erfolgt sein, da sowohl das marine Neogen der Küstengebiete als auch das kontinentale Jungtertiär des Landesinnern allerorts mit in die Faltung einbezogen worden ist; mit einer nennenswerten Winkeldiskordanz lagert somit erst das Quartär den älteren Absätzen auf.

Wie schon angedeutet, sind die syrisch-libanesischen Gebirge verhältnismäßig einfach ge-

baut. Die fast nordsüdlich verlaufenden breiten Aufwölbungen des Libanons sowie des Antilibanon-Haramons werden durch eine ebenso breite Muldenzone des Beqa' voneinander getrennt. Nur in nördlichen Teilen der beiden Aufwölbungen liegen baumäßig Antiklinorien vor, im S handelt es sich hingegen um einfache Antiklinen. Von der Haramon-Antilibanon-Aufwölbung scheren nach NNO und dann umbiegend nach ONO die Uasttani- und Tadmorketten ab, einfach gebaute und parallelläufige Sättel und Mulden mit teilweise deutlicher Vergenz nach OSO bis SSO, die dann bei Tadmor unter die jungen Wüstensedimente abtauchen, sich aber strukturell darunter noch weiter nach ONO verfolgen lassen. Das afrosyrische Bruchsystem setzt sich von S her in den „Syrischen Gebirgsbogen" hinein fort. Zunächst enden die geschlossenen Rotes Meer-Jordan-Grabenstrukturen nahe der palästinensisch-libanesischen Grenze, von wo aus sich dann die westlichen Randstörungen als gewaltige Bruchstufe vom Libanon gegen die Beqa' weiter durchgehend nach N verfolgen lassen. Kleinere, nach W versetzte Graben- und Horstschollen schließen sich weiter nach N an. Das Arbeitsgebiet hat innerhalb dieses Bruchfaltenlandes Anteil an östlichen Flankenbereichen der Haramon-Antilibanon-Aufwölbungen sowie am Gebiet der Tadmorketten (Karte 1). Der Hauptteil des Arbeitsgebietes ist östlich bis südlich davon im Bereich des Arabischen Tafellandes gelegen. Als erste Teileinheit wäre hier das Damaskus-Becken im W auszuscheiden, welches nach W von der Antilibanon-Aufwölbung und nach N von den Tadmorketten eingerahmt wird. Die Bruchfalten-Strukturen tauchen hier am westlichen bis nördlichen Beckenrand teils als echte Brüche, teils aber auch flexurartig ab (vgl. U. JUX und S. M. OMARA, 1960). Die Sockelschichten werden hier allerorts von limnischen Sedimenten (Mergel, Tone und Sande), randlich aber auch von fluviatilen (Schwemmfächer) und äolischen Absätzen (Dünen) des Quartärs verhüllt. Nach S und O wird die Damaszene von den Basaltdecken des Hauranplateaus, überragt von jüngeren vulkanischen Aufbauten, eingerahmt, das somit (vgl. auch CH. SAFADI, 1957) als zweite Teileinheit des syrisch-arabischen Tafellandes auszuscheiden ist. Auf dem Sedimentsockel folgen hier — wie schon erwähnt — mächtige Basaltdecken. Weiter nach O schließt sich dann die eigentliche Syrische Wüste (Badijet esch-Scham oder auch esch-Schamije) an. Das Tafelland ist hier durch sehr breite Gewölbestrukturen (domartige Sattelaufwölbungen und Kulminationen mit breitflächigen Muldenzonen), begleitet von Dislokations-Bruchstrukturen (z. T. sogar Gräben) (vgl. die Profile A-B, C-D) weiter zu gliedern. Als besondere Teileinheit hat hier u. a. W. PONIKAROW die offenbar am Ende des Juras entstandene domförmige et-Tanf-Aufwölbung ausgeschieden, wovon sich allerdings auf syrischem Gebiet nur noch die westlichen Ausläufer finden lassen.

GRUNDZÜGE DES KLIMAS

Die ersten klimatischen Beobachtungen in Syrien begannen 1907, als das Observatorium von Ksara im Libanon eingerichtet wurde, jedoch die regelmäßigen und systematischen Beobachtungen fingen erst im September 1928 an. Im Laufe der Zeit nahm die Zahl der Stationen zu, dennoch ist die Zahl der heutigen Stationen unzureichend.

Im Winter ist die Luftverteilung und Luftbewegung durch die Westwindmassen der oberen Troposphäre bestimmt. Sie sind mit der polaren Front verknüpft und gleichzeitig durch den zentralasiatischen Hochdruck in der untersten Atmosphäre beeinflußt, der aber durch die vom Mittelmeer nach O hin sukzessiv wandernden Tiefzonen unterbrochen und durchsetzt wird. Dadurch wird ganz Syrien von den westlichen, nordwestlichen und südwestlichen Winden überweht. Es herrschen jedoch im Innern Syriens kontinentale Verhältnisse, die infolge der Behinderung der Zyklonenbewegung durch die westliche gebirgige Geländegestaltung sehr stark im Arbeitsgebiet zum Ausdruck kommen.

Infolge des Vorrückens der Polarfront nach N und des Herankommens der letzten Zyklonen im April sowie der Entwicklung einer Hochdruckzone des östlichen Ausläufers des Azorenhochs und der Entstehung eines Tiefdruckgebietes in Südasien, weichen die Verhältnisse im Sommer sehr stark von denen des Winters ab. Obwohl die Luftmassenzirkulation in der Sommerzeit im Nahen Osten von einem Nord- und Nordostwind geprägt wird, ist der Sommer infolge der orographischen Lage und der Entfernung des Arbeitsgebietes vom Meer relativ ruhig, jedoch nicht windfrei, weil die lokalen Temperaturunterschiede kleinräumige Zirkulationen verursachen.

Im Frühjahr verschiebt sich die Mittelmeerzyklonenbahn nach N und die asiatische Hochzone zieht sich zurück, so daß ein warmer, trokkener und staubiger Südwind ins Land dringt. Im Herbst ändern sich die Verhältnisse binnen kurzer Zeit. Im September und Oktober stoßen die warmen südöstlichen Luftströmungen und die verhältnismäßig kühlen Mittelmeerluftmassen aufeinander und demzufolge entsteht eine Abwechslung der Windrichtung. Gleichzeitig

verstärken die Mittelmeerzyklonen, die durch die Windverhältnisse eine dominierende Erscheinung werden, allmählich ihren Einfluß.

Eine typische Begleiterscheinung des Zusammentreffens der Kühl- und Warmluftmassen im Herbst bilden die gewittrigen Niederschläge.

Im allgemeinen überwiegen in Syrien also westliche Windkomponenten, die sich durch den Reliefverlauf und die Reliefgestaltung in ihrer Richtung ändern. Im Arbeitsgebiet sind aber die südlichen Winde besonders im SO und S einflußreicher als im N und W des Landes. Eine nähere Betrachtung der Klimaelemente im Arbeitsraum wird uns zeigen, wie diese Elemente wirken und wie sie das Klima prägen.

A. Temperatur

Die mittlere Sonnenscheindauer von 150—200 Stunden im Januar, 350 Stunden im Juli und 3400 bis 3700 Stunden im Jahr (Weltkarten zur Klimakunde 1963) zeigt, daß der Arbeitsraum einer großen Wärmemenge und sehr starken Ein- und Ausstrahlungen ausgesetzt ist und vorwiegend hohe Temperaturwerte zu erwarten sind. Tab. 2 der Jahresmittelwerte zeigt, daß die westlichen und die hochliegenden Stationen tiefere Werte haben als die östlichen und die tieferliegenden Stationen.

Tabelle 2

Jahresmittelteperaturen des Studienraumes (1957—1961)

West-Stationen	m ü. M.	°C	Ost-Stationen	m ü. M.	°C
Ma'lula	1500	13,5	Sab'a Biar	820	16,5
Rankus	1400	13,6	Qarjatein	750	16,7
Nabk	1325	13,6	Tanf	722	16,7
Damaskus	729	18,5	Zelaf	626	18,6
Hessje	825	14,4	T-4	555	17,0
Kharabo	620	15,3	T-3	410	18,5
Djdedet el-Khass	600	16,2	Tadmor	404	18,0

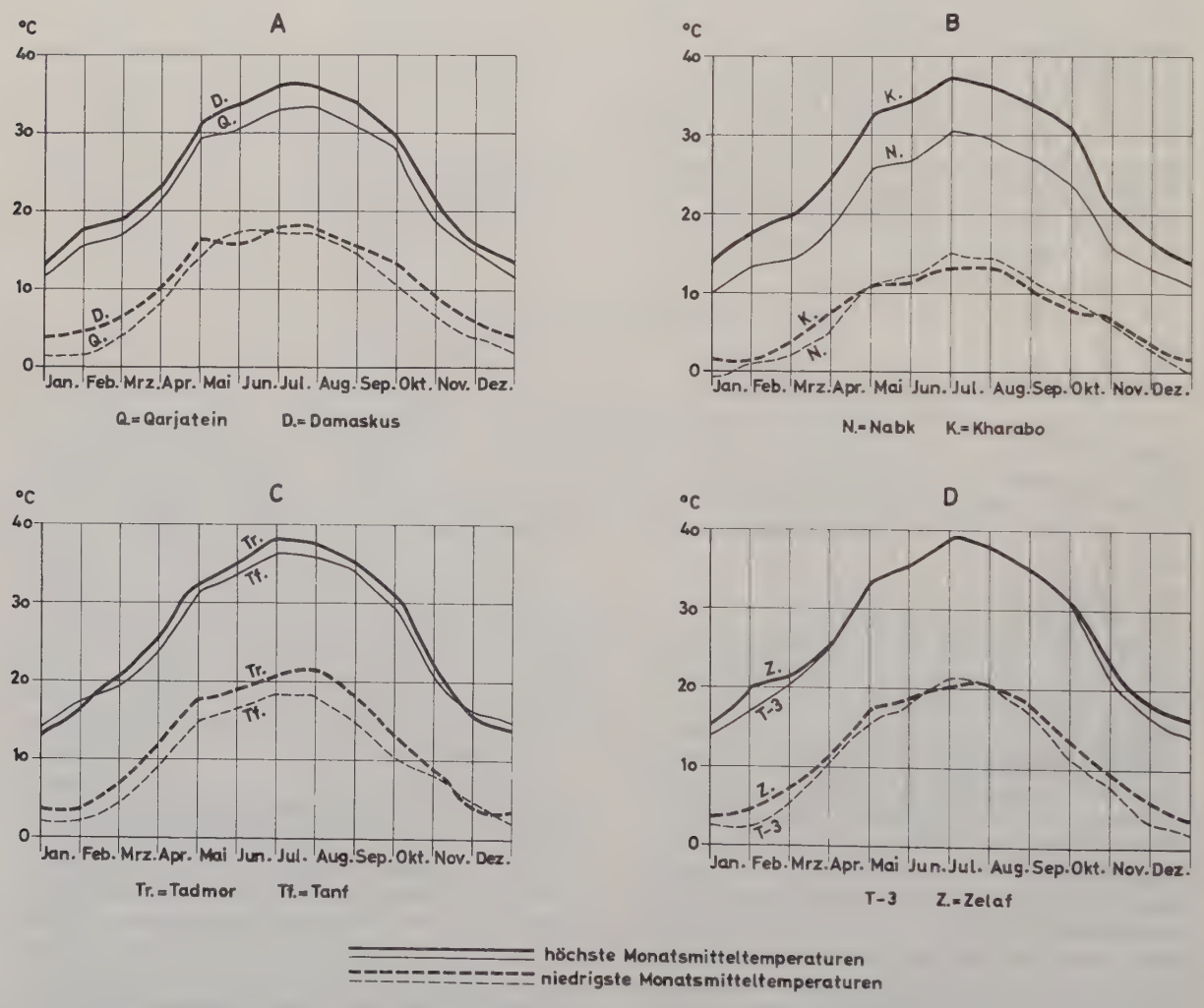


Abb. 2. Die höchsten und niedrigsten Mitteltemperaturen für A, B (West Stationen) und C, D (Ost Stationen).

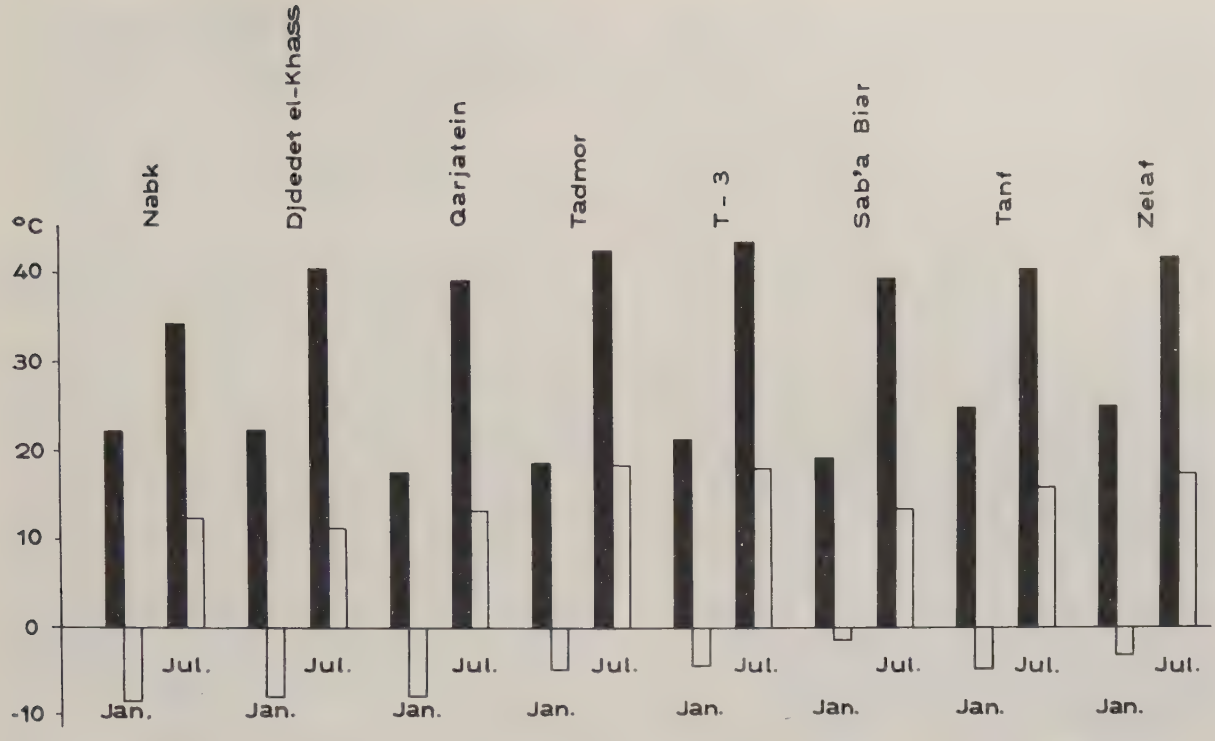


Abb. 3. Absolute Minima und Maxima der Januar- und Julitemperaturen von 8 Stationen (1960).

Die Jahresmitteltemperaturen nehmen von W nach O zu. Ein durchschnittliches Jahresmittel von 18 °C für das ganze Gebiet entspricht den charakteristischen Eigenschaften und der Trokkenheit des Gebietes.

Tabelle 3 gibt uns Beweise dafür, daß erhebliche thermische Monatsunterschiede herrschen, die für Gebiete wie das unsrige charakteristisch sind.

Tabelle 3

Mittlere Januar- und Julitemperaturen in Grad C

Station	Januar	Juli	Station	Januar	Juli
Hessje	6,4	22,9	Qarjatein	6,0	27,5
Nabk	4,8	22,5	T-4	7,2	26,5
Ma'lula	5,1	23,9	Tadmor	8,0	28,9
Rankus	3,9	23,3	T-3	7,6	29,5
Damaskus	10,8	26,2	T-2	8,3	29,9
Kharabo	7,5	23,1	Sab'a Biar	7,0	26,1
Djdedet el-Khass	7,6	24,8	Zelaf	9,0	28,7

Zudem kommen in Tabelle 3 die Amplituden der Mitteltemperaturen von Januar und Juli deutlich zum Ausdruck. Neben den Januar- und Juliwerten ist es wichtig, die niedrigsten und höchsten Mitteltemperaturen eines jeden Monats zu wissen. Die Temperaturkurven in der Abbildung (2) zeigen solche Mittelwerte von 8 Stationen. Die Kurven haben im März und April einen ähnlich schnellen Temperaturanstieg und -abfall wie im Oktober. Vor allem zeigen sie aber, daß der Unterschied zwischen den höchsten und tiefsten Absolutwerten in den Sommermonaten am größten ist, woraus man schließen kann, daß die Orographie und die Meeresentfernung wichtige Faktoren sind und daß die Kontinentalität im Arbeitsgebiet demzufolge verstärkt wird. Die Kontinentalität und Aridität, die neben der Temperatur durch andere Klimaelemente und Faktoren erklärt werden müssen, wird deutlicher bei der Betrachtung der absolut niedrigsten und höchsten Januar- und Juliwerte im Diagramm der Abbildung (3). Die Maxima schwanken im Januar zwischen +17,5 °C in Qarjatein und +25 °C in Zelaf und die Minima zwischen +1,5 °C in Sab'a Biar und — 8,5 °C in Nabk. Dagegen betragen die absoluten Maxima im Juli +34,4 °C in Nabk und +43,2 °C in T-2, und die Minima in demselben Monat +11,5 °C in Djdedet el Khas und +18,2 °C in Tadmor. Die Amplitudenwerte zwischen den höchsten Juliwerten und den niedrigsten Januarwerten sind im ganzen Gebiet +40 ° bis +50 °C. Die Temperaturschwankungen des Tages sind überall hoch und erreichen durchschnittlich Werte über 35 °C. Absolute Tagesmaxima liegen wesentlich höher (+46,5 °C am 5. August 1957 in Tadmor). Die täglichen Minima liegen im Winter unter 0 °C (z. B. —9,5 °C im Januar 1957 und —11,8 °C im März 1959 jeweils in Djdedet el-Khas und et-Tanf).

B. Niederschlag

In bezug auf die Feuchtigkeit und den Niederschlag zeigt unser Gebiet die Einwirkung des winterfeuchten und sommertrockenen Mittelmeerklimas in seinem extremsten Fall. Typisch

für das ganze Gebiet ist der Wechsel von regenreichen und regenarmen Niederschlagszeiten. Typischer sind jedoch die geringen Niederschläge, deren jährliche extremsten Werte an der Wüstenstation Sab'a Biar (1957-1958) 11,1 mm und an der Weststation Damaskus (1959-1960) 58 mm betrugen. 80 % des gesamten Niederschlags fallen in der Winterzeit (Dezember, Januar, Februar, März). September und Oktober bringen vereinzelte Regengüsse; Mitte November setzen die schweren Winterregen ein. Das Halbwüsten- und Wüstenland erhält durch seine Lage hinter den Küstengebirgen und hinter den Tadmorketten bedeutend weniger Regen als die Küste und die Luvseite der westlichen Bergmauer. Daneben sind die Schwankungen des Jahresmittels so groß, daß sie in manchen Jahren drei- bis vierfach über oder unter dem mittleren Jahresdurchschnitt liegen. Als Beispiel werden hier die Werte von Damaskus gebracht, dessen Jahresniederschlag in den Jahren 1918—1962 215 mm, von 1926 — 1927 348 mm und von 1959 — 1960 nur 58 mm als niedrigster Wert beträgt. Diese Schwankungen kommen sehr deutlich in den Regenmonaten der Kharabo-Station (17 km östlich von Damaskus) zum Ausdruck; 1953 registrierte diese Station 241,5 mm und im Jahre 1955 nur 51,5 mm Jahresniederschlag.

	Januar	Februar	März	April
1953	91,0	59,5	5,3	3,8 mm
1955	4,1	31,0	7,1	9,2 mm

Die Niederschläge fallen in dem ganzen Gebiet während der Winterzeit und haben im W einen reliefbedingten und zyklonalen Typ. Im O ist der zyklonale Typ und der Gewitterregen-Typus häufiger. Im W des Arbeitsgebietes und in dessen höheren Bereichen ist fast jedes Jahr mit winterlichen Schneefällen zu rechnen. Die Schneedecke bleibt spärlich auf den Gipfelzonen bis Ende April. Außerdem sind die westlich-nordwestlichen Bereiche im Winter mit zerstreuten Nebelfeldern überzogen, insbesondere die hochliegenden Flächen und Mulden des el-Qalamun. In der Wüste fehlen zwar Schnee und Nebel, jedoch ist der Tau von nicht geringer Bedeutung; die Bodenoberfläche ist in der Nacht und in den frühen Morgenstunden von Tau durchfeuchtet.

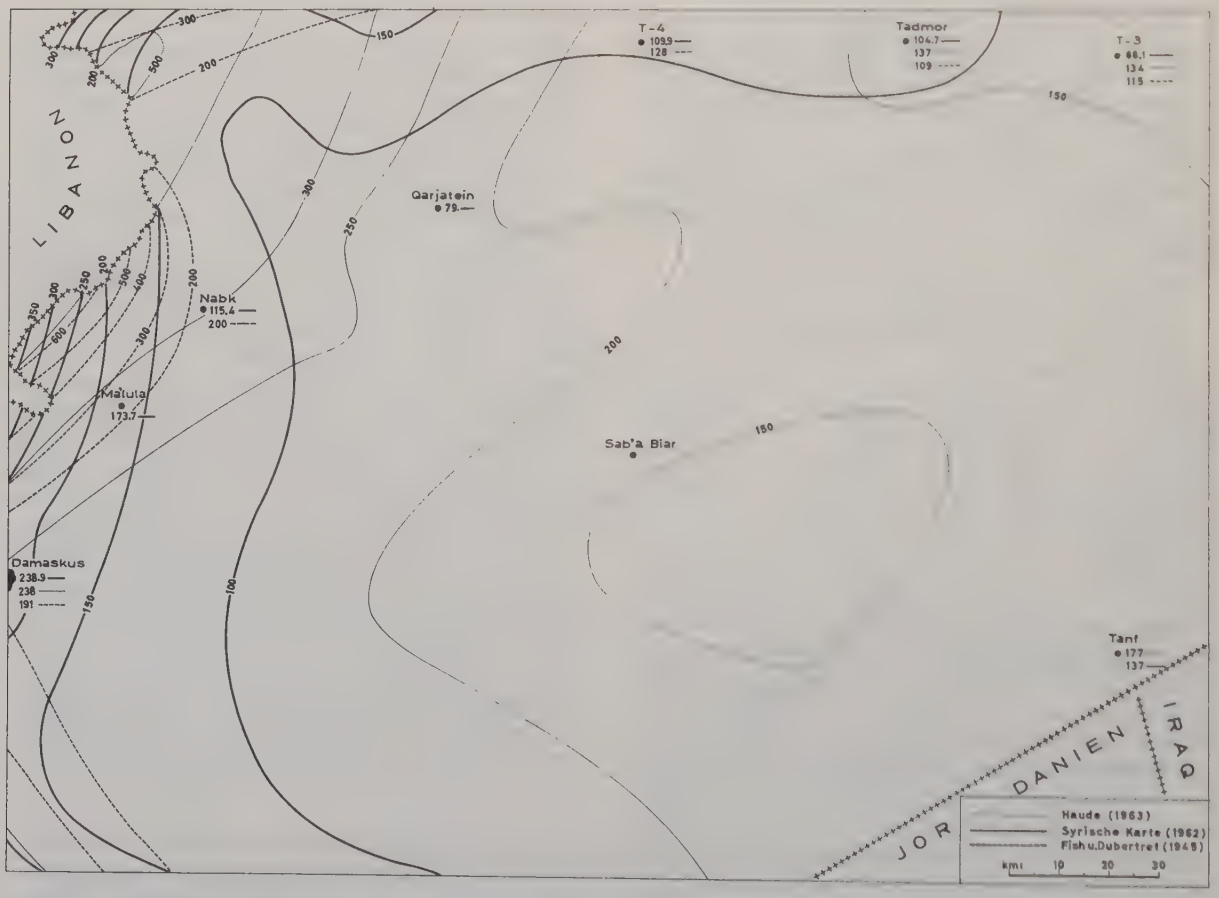


Abb. 4. Niederschlagskarte des Arbeitsgebietes, zusammengestellt nach den Karten von: Fish und Dubertret (1945), des Syrischen Direktorat der Meteorologie (1962) und Haude (1963).

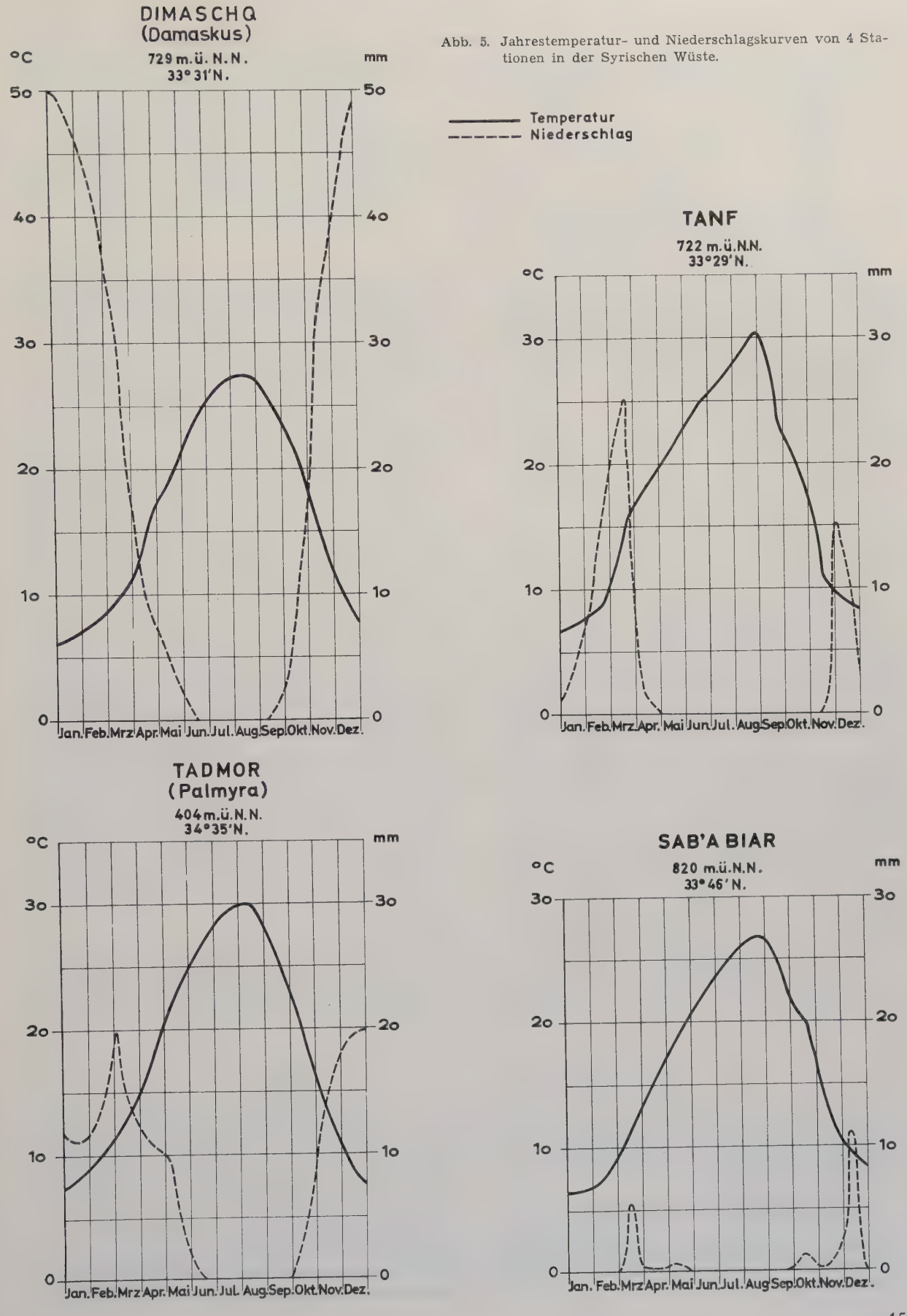


Abb. 5. Jahrestemperatur- und Niederschlagskurven von 4 Stationen in der Syrischen Wüste.

Tabelle 4

Niederschlagsverteilung des Jahres 1957

Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Damaskus	50,9	42,5	23,3	12,8	6,1	0,1	0,0	0,2	0,1	7,6	29,4	49,5
T-4	22,6	10,4	15,6	1,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	21,8	20,9
Tadmor	13,7	12,8	20,3	12,6	10,6	2,7	0,0	0,0	0,0	1,0	13,2	19,2
T-3	18,8	3,7	20,3	14,8	1,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	7,3	7,0
Tanf	3,2	11,9	31,5	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	0,2	16,0
Sab'a Biar	20,1	0,0	6,8	0,5	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,0	12,6
Zelaf	0,0	31,0	30,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	1,1

Niederschläge fehlen im Sommer. Sie sind im allgemeinen besonders im O nicht ausreichend, deshalb bilden regenarme Winter in mehrjähriger Folge eine große Gefahr für die Regenfeldbaugebiete und den Stand des Grundwassers. Solche wechselnden Perioden von Dürrejahren und Feuchtjahren sind für Syrien bzw. unser Gebiet charakteristisch. Beispiele dafür sind die folgenden trockenen Jahresgruppen: 1922—1925, 1930—1934, 1939—1942, 1945—1947 und 1954—1960.

Für die Jahresverteilung des Niederschlags zeigt uns Tabelle 4 ein Beispiel vom Jahre 1957 und für die regionale Verteilung liegt die Niederschlagskarte des Arbeitsgebietes zugrunde (Abb. 4). Sie ist eine kombinierte Karte der drei verschiedenen Niederschlagskarten von FISH und DUBERTRET aus dem Jahre 1945, von der Syrischen Meteorologischen Direktion aus dem Jahre 1962 und von HAUDE aus dem Jahre 1963. Es ist aus der Tabelle und Karte zu erkennen, daß die westlichen und nordwestlichen Teile des Gebietes eine zunehmende Niederschlagsmenge haben. Im Gegensatz dazu zeigen die Werte des Ost- und Südostens eine erhebliche Niederschlagsabnahme sowie unregelmäßige Verteilung während des Winters und daß die Trockenheitsperiode lang ist und sich auf sechs bis sieben Monate erstreckt.

Bei der Betrachtung der Niederschlags- und Temperaturkurven (Abb. 5) stellt man fest, daß die reale Verdunstung gering ist, weil die feuchten Monate von November bis April kühl und die warmen Monate trocken und niederschlagsfrei sind.

An Hand der obigen Klimaverhältnisse kann man die von W nach O-SO zunehmende Trockenheit und Kontinentalität verstehen. Außerdem ermöglichen die krassen Kontraste der Klimaverhältnisse auf kurzen Strecken eine grobe Gliederung des Arbeitsgebietes in drei nebeneinander stehende Klimatypen.

C. Klimatypen

Obwohl das Gebiet durch das Hauptmediterranklima (Cs) und dessen Eigenschaften, insbesondere durch den Niederschlag und dessen Verteilung gekennzeichnet ist, ist das typische Etesienklima im Arbeitsgebiet kaum zu spüren, weil nur eine kleine Ecke im NW im Einflußbereich des (Cs)-Klimas liegt. Südlich von Hessje, im Antilibanon und el-Qalamun, herrscht das winterfeuchte, mediterrankontinentale Gebirgsklima. Östlich und südöstlich des el-Qalamun schließt sich das winterfeuchte und sommertrokkene Steppenklima (BSs), das bei DE MARTONNE unter „Syrisches Klima" bekannt ist, an das Gebirgsklima an. Ein großer Teil des Arbeitsgebietes gehört zu diesem Steppenklima, das sich über die Gebiete östlich des el-Qalamun, über die Uasttan- und Tadmorketten und die Übergangszone zur Wüste ausdehnt. Das Steppenklima geht in el-Hamad zum Halbwüsten- und Wüstenklima (BW) über und erstreckt sich auf den ganzen Südosten. In unserem Gebiet herrschen demnach drei Klimatypen:

1. Das mediterrankontinentale Gebirgsklima
2. Das Steppenklima oder Syrische Klima (BSs)
3. Das Halbwüsten- und Wüstenklima (BW).

STRUKTURELL BEDINGTE FORMEN

Den Stand der Forschung in bezug auf strukturell gebundene oder bedingte Oberflächenformen im Arbeitsgebiet kennzeichnete MACHATSCHEK 1940 wie folgt:

> „Die morphologische Erforschung der Mittelsyrischen Gebirge ist noch sehr wenig befriedigend, die Bedeutung ihrer Strukturformen für das Relief wenig klar." (MACHATSCHEK 1940, S. 213.)

Danach hat sich nur E. DE VAUMAS (seit 1947) mit der Struktur und der Tektonik des Nahen Ostens bzw. Syriens beschäftigt und auch die Morphologie des Nahen Ostens behandelt (DE VAUMAS, 1961). Doch gehen diese morphologischen Darstellungen nicht sehr ins Detail.

Meine eigene Feldarbeit wurde durch das Erscheinen der neuen geologischen Karte von Syrien 1 : 200 000 begünstigt. Wertvolle Ergänzun-

gen gaben die Luftaufnahmen, so daß ich die Ergebnisse meiner Untersuchungen zu einem flächenhaften Befund verdichten konnte.

A. Falten, Bruchfalten und Bruchstufen

Die Falten in den Bergketten und Gebirgen des Nordwestens lassen sich in zwei Typen gliedern:

1. die relativ große und alte Falte des Antilibanon und
2. mehrere jüngere, eng gepreßte, steil aufgerichtete oder schwach gewölbte Faltungen der übrigen Bergketten.

Es ist selten eine ungestörte Faltung vorhanden, meistens treten Bruchfalten auf. Die Störungen sind im Antilibanon seltener als in den anderen Bereichen. Die Zusammenhänge zwischen Oberflächenformen und Gebirgsbau zeigt die Abb. 6. Im N hat der Antilibanon eine breite und hohe Sattelform. Weiter im S (in Dj. Halime, Zemmerani und'Attnine) bildet die Kammlinie eine steil aufgerichtete Antiklinale, deren Schichten mit 50° und mehr nach SO und NW fallen, im edj-Djurd liegen die Cenomanschichten flacher und haben einen Fallwinkel von 10-20°. Noch weiter südlich ist nur der Ostscheitel mit SO-Fallen von 15-20° vertreten; die Antiklinalachse liegt außerhalb des Arbeitsgebietes. Der Antilibanon ist in seiner Gesamtheit ein typisches Bruchfaltengebirge (M. BLANCKENHORN, 1914).

Der Qalamun, der durch langgestreckte intermontane Mulden, schmale Bergzüge und zahlreiche Hügel charakterisiert ist, ist in seinem südlichen Teil in Struktur und Bau einfacher als im N. Während eine mit Quartär- und Neogen-Ablagerungen gefüllte Mulde im S liegt, nimmt die Breite im N zu. Die Hauptsynklinale wird von einer Nebensynklinale begleitet; dazwischen liegt eine kleine Antiklinale. Die Zusammenhänge zwischen Oberflächenformen und Bau veranschaulicht Abb. 7. Varianten tauchen im mittleren Landstreifen des Uasttani-Bergzuges in einer Reihe domförmiger Sättel, Antiklinalen und Bruchfalten auf, von Dj. Qassjun bis Dj. Abu el-'Ata tritt eine schiefe Antiklinale und ein Dom im Abu el-'Ata auf; beide sind, wie im Dj. Schamali und en-Nabk, durch eine Verwerfung an der OSO-Flanke gestört und fallen dementsprechend mit steilen Bruchstufen zum Damaskus-Becken ab. Weiter nach NO setzt sich der Uasttani-Bergzug mit dem Antiklinalstreifen des Dj. Batra bis Dj. Mzeible fort. Die Störungen und

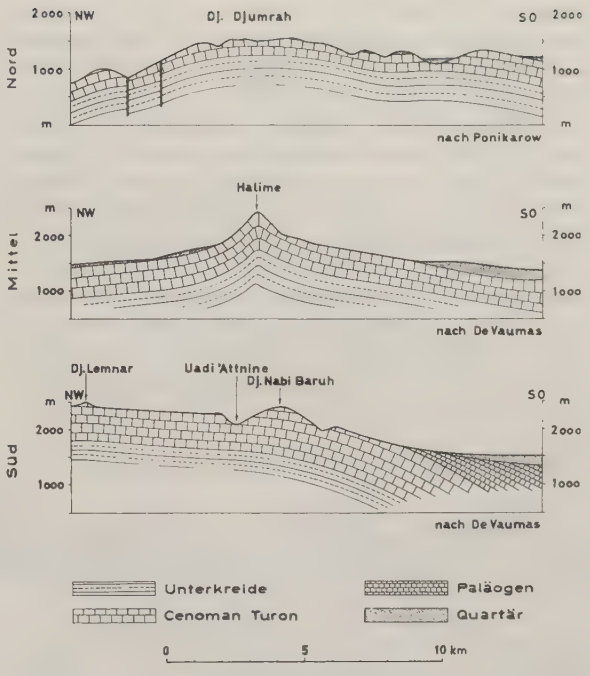


Abb. 6. Die Profile durch den Antilibanon zeigen die Zusammenhänge zwischen Oberflächenformen und Bau.

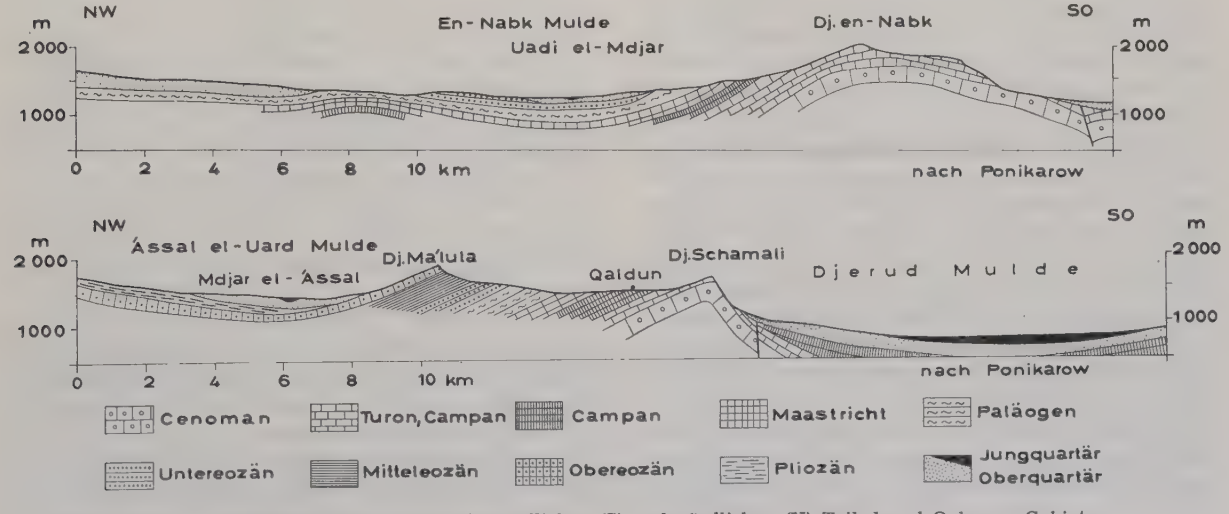


Abb. 7. Geologische Profile durch den südlichen (S) und nördlichen (N) Teil des el-Qalamun Gebietes.

Zerstückelungen des Uasttanis durch die Brüche sind nicht so maßgeblich wie in den Tadmorketten östlich und südöstlich. Zwischen dem Dhmer und Tadmor (Palmyra) erstrecken sich von SW nach NO die Tadmorketten. Sie bestehen aus mehreren Faltenzügen, die sich an manchen Stellen verengen, einen schmalen scharfen Sattel bilden oder sich verzweigen und parallel laufende Bergstreifen darstellen, die intramontane Becken einschließen. Diese Ketten sind vielfach von Verwerfungen gestört, so daß man von Bruchfaltengebirgen sprechen muß. Die Schichtenlagerungsverhältnisse spiegeln unmittelbar in den Oberflächenformen diese Störungen und Dislokationen wider. Bei den 1—15 m mächtigen Kalk-, Dolomit-, Mergel-, Feuerstein- und Tonschichten kommt es oft zur Bildung einer sehr feinen und disharmonischen Faltung, besonders da, wo die Schichten aus weichem Material bestehen (z. B. die Gipsablagerungen von Dj. Khnezir und Hajan).

Der Antilibanon zieht als breite Antiklinale von SSW nach NNO und hat die charakteristische längsgestreckte Gestalt sowie einen fast geradlinigen Verlauf. Diese Antiklinale geht im el-Qalamun, el-Uasttani und in den Tadmorketten in eine Aufeinanderfolge von fünf bis sechs von SW nach NO divergierende Falten über.

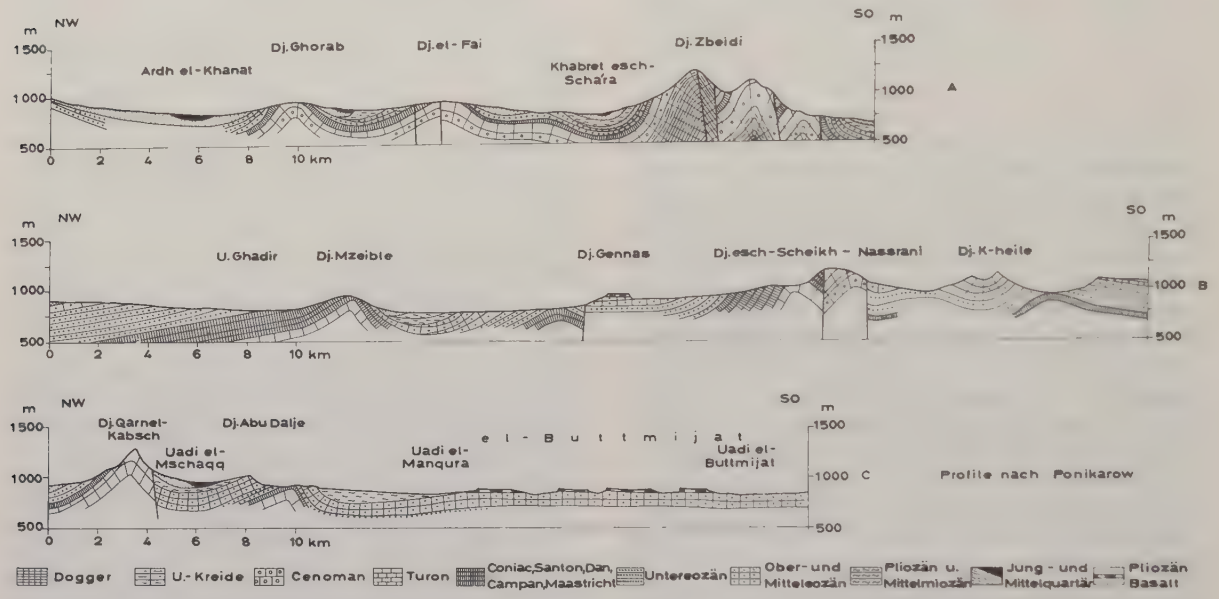


Abb. 8. Geologische Profile durch die Tadmorketten. Das Bruchfaltengebirgs-System sowie die Reliefumkehr des Dj. K-heile ist deutlich zu erkennen.

Bemerkenswert ist, daß diese Falten mit den an ihren östlichen und südöstlichen Flanken parallel zu den Faltenachsen verlaufenden Verwerfungen und den Querverwerfungen gestört sind (vgl. Karte 1). Durch die meistens schief liegenden und an der SO-Flanke gestörten Antiklinalen ist auch die Asymmetrie der Hänge erklärbar: die südöstlichen Hänge sind steiler als die nordwestlichen, und die Bruch-, Schicht- und Sattelstufen sind fast nur an den SO-Hängen zu treffen. Die Oberflächenformen entsprechen in der Wüste einem ruhigen Tafelland, die Reliefunterschiede sind trotz vertikaler Verschiebungen des Schichtenkomplexes schwach, so daß es als eine flachwellige Ebene erscheint. Brüche bzw. Bruchlinien erscheinen in den Tadketten, im el-Uasttani- und el-Qalamun-Gebiet. Sie kommen vor als stark geböschte, felsige Steilhänge von 5—15 m bis zu 70—90 m Höhe (Dj. Schamali, Dj. Zbeidi, Dj. Khnezir, Dj. Hajan, Dj. Labtar u. a.); bei der allmählichen Rückwanderung gegen das Gebirgsinnere haben sie sich teilweise zu abgeflachten Denudationsstufen entwickelt (Dj. en-Nabk, Dj. Nassrani u. a.). Da die Verwerfungen meist durch Alluvionen verdeckt sind, ist es oft nicht leicht, den Bruchstufencharakter zu erkennen. Das gilt umsomehr, als die Verwerfungen sich fast ausschließlich durch die Härteunterschiede der an ihnen in ein Niveau gerückten harten und weichen Schichten zu erkennen geben, so daß Beziehungen zwischen der Sprunghöhe der Verwerfung und der relativen Höhe der Stufen im allgemeinen nicht bestehen.

Im Dj. K-keile, südöstlich von Dj. Nassrani, kam es sogar zur Reliefumkehr (Abb. 8B). Die widerstandsfähigen Schichten der Gipfelzone bilden eine geologische Mulde, südlich und nördlich liegen Antiklinalen.

Die Beziehungen zwischen Bau und Relief sind in den obigen Beispielen sehr deutlich zu erkennen; entsprechende Relieftypen sind an

vielen Stellen des Arbeitsgebietes anzutreffen. Mehr vereinzelt kommen ausgeräumte Falten (französisch = combe) (Dj. Abu-Dalije, Dj. Nassrani, Dj. Khnezir und Dj. Labtar), Abtragungsreste von Kalk- und Dolomitenschichten als ausgeprägte Schichtkappen in der Gipfelzone (Dj. Zbeidi und Dj. Um Djurn) vor, deren Kante eine 8—12 m hohe Stufe bildet.

B. Schichtrippen, Sattelstufen, Kämme und Chevrons

Überall dort, wo die geomorphologisch „harte" Schicht mehr als 15° Fallwinkel hat, finden sich die Schichtrippen, deren extreme Ausbildung bei Saigerstellung erreicht wird. Im Arbeitsgebiet sind Schichtrippen meistens am Rande der Gebirge, hauptsächlich an den NW-Hängen anzutreffen, insbesondere dort, wo die Schichten aus Kalk, Dolomit, Sandstein und Feuerstein des Paläogens und der Oberkreide (Cenoman und Turon) bestehen. Im Antilibanon bildet Dj. Nabi Baruh eine Schichtrippe in einem 30° nach SO geneigten Cenoman-Schichtpaket, dessen Stirn steil zum Uadi 'Attnine abfällt (Abb. 6 Süd). Ähnliche Formen kommen am Westhang des Dj. Schamali, en-Nabk und Dj. Abu el-Haznan nördlich von Dhmer vor.

Der NW-Hang des Dj. Dhmer-Zbeidi dagegen zeigt keine kontinuierliche Profillinie; niedrige Vorketten und Hügel begleiten den Hauptkamm und bilden selbständig zwischen Dj. Dhmer und Uadi el-'Amadije Schichtrippen, in denen Stufenlehnen mit 30° nach NW fallen. Die Paläogenformation, die den Ostscheitel der Dj. Abu-Dalije-Antiklinale bildet, zeigt sich um Khan el-Manqura deutlich in kleinen und kurzen Schichtrippen (Abb. 8 C). Die Schichtlagerung und die Gesteinsbeschaffenheiten am NW-Hang der Tadmorketten und in deren Vorketten führen in der Regel entweder zur Bildung von

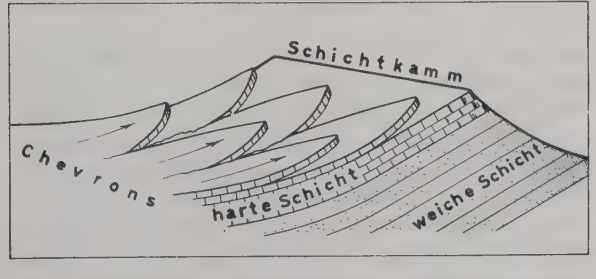


Abb. 9. Schematisches Blockdiagramm eines Schichtkammes mit Chevrons.

Schichtrippen (Dj. Dela, Dj. esch-Scheikh, Dj. Ghattus, Dj. Buttum und Dj. el-Barde sowie um Tadmor-Becken) oder zu Schichtstufen (Bild 1, 2). Die Schichtstufen kommen ein- oder mehrreihig auf den Berghängen oder in den Vorketten der Tadmorketten vor. Der Fuß ihrer harten, felsigen und kahlen Stirnen ist oft mit Schuttmassen verkleidet. Im Antilibanon entstanden die Schichtrippen in einem mächtigen, dickbankigen Schichtpaket; in den Tadmorketten sind sie meistens aus dünnbankigen und sogar feinbändrigen Dolomit-, Kalk- und Sandschichten gebildet. Die Schichtköpfe sind daher nicht sehr hoch, und die felsige Wand fällt im Takt in kleinen Stufen ab, deren Höhe von den harten, dünnen Schichten abhängig ist und zwischen 0,5 und 2 m schwankt. (Dieses Bild des Hanges gilt auch für die meisten Bruchstufen in den Tadmorketten.)

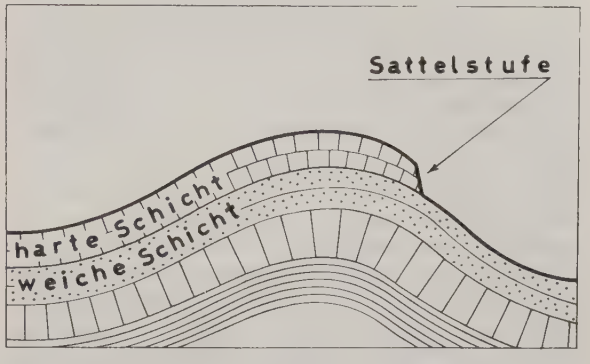


Abb. 10. Schematisches Profil einer Sattelstufe.

Eng verbunden mit den Schichtrippen und -kämmen treten die Chevrons als typische Erscheinung in fast allen Gebirgsflanken auf, jedoch nicht im Antilibanon. Im Grunde genommen sind die Chevrons eine kleine Form der Schichtrippen und -kämme, die sich hauptsächlich in den harten Kalk-Dolomitschichten gut entwickelt haben. Derartige Formen, die recht unterschiedliche Höhen, von Zehnern von Zentimetern bis zu mehreren Metern erreichen, bilden dreieckförmige Schichtplatten, deren Spitzen zum Gipfel des Berges zeigen und eine Landstufe darstellen. Zur Bergfußebene hin treten die Chevrons mit weniger steiler Abdachung auf und schließen sich mit einem Knick an die Unterpartien des Hanges an (Bild 24 u. Abb. 9). Die Chevronbildung ist an den NW-Hängen eine typische Erscheinung und auf die harten Schichten dieser Hänge beschränkt. Jedoch trifft man sie auch am SO-Hang des Dj. el-Buttum und Dj. Della (vgl. Karte 2). Sie kommen gruppenweise, ein-, zwei- oder mehrreihig vor, streng angepaßt der Schichtstellung und der Schichtenhärte. Im Dj. Hajan, oberhalb einer Höhe von 550—600 m, liegen Chevrons noch in Schichten des NW-Hanges mit einem Fallwinkel von 50 bis 65°; sie bestehen aus harten Kalk-Dolomit-Gesteinen des Turons. Die geomorphologische Karte (Karte 2) zeigt, wie diese strukturell-morphologische Form in den Tadmorketten und Uasttani- sowie Dj. Schamali-en-Nabk-Bergzügen verbreitet ist.

Wenn Chevrons und Schichtrippen sich weiter über den Gipfel hinüber an den SO-Hang ausdehnen, bilden sie eine „Sattelstufe". Dies ist eine Stufe, die mit einer steilen Wand am SO-Hang abbricht (Abb. 10). Eine Sattelstufe ähnelt einer Bruchstufe und ist von ihr schwer zu unterscheiden, besonders dort, wo die Bruchstufen gegen das Gebirgsinnere zurückgewichen, durch die exogenen Kräfte abgeflacht sind und mit zertaltem Haldenhang und einem konkaven Hangprofil zur Bergfußebene und Aufschüttungsfläche übergehen. Die Sattelstufen sind an den OSO-Hängen der Qalamun-, Uasttani- und Tadmorgebirge meist 10—15 m hoch. Im allgemeinen zeigen die Sattel- und Bruchstufen ein ähnliches Hangprofil. Den obersten Teil des Hanges bildet eine steile Felspartie, deren Böschungwinkel zwischen 55° und 60° schwankt. Die Stufen im Bereich harter Schichten erreichen oft eine Neigung über 80°. Bis zu einer Höhe von 50—200 m ist der Steilhang schuttfrei. Darunter dehnt sich ein Schutthang mit einer Hangneigung von 15—25° aus, der sich aus zahlreichen miteinander verschmolzenen Schutt- oder Schwemmfächern zusammensetzt. Das Hangprofil weist auf eine bedeutende Seitenerosion hin, die den Hang durch zahlreiche Täler und Rinnen sowie durch flächenhafte Erosion zurückverlegt. Das abgetragene Material wird durch die jüngeren Einschnitte der Täler in den trockenen Schuttälern des Pleistozäns zu den Mulden transportiert. Das konkave Hangprofil ist für die OSO-Hänge fast aller Berge des Qalamuns, des Uasttanis und der Tadmorketten ein typisches Bild, das man an den NW-Hängen vermißt. Stattdessen tritt dort ein konvexes Profil auf, das durch Schichtrippen und Chevrons gestuft ist.

C. Schichtstufen und Schichttafeln

Die Schichtstufen kennzeichnen das ganze Gebiet zwischen dem Antilibanon und dem Uasttani-Bergzug sowie die Übergangszone zwischen den Tadmorketten und dem Kern der Syrischen Wüste. In allen Beispielen sind die strukturellen Grundlagen der Geomorphologie leicht und deutlich zu erkennen. Da diese Erscheinung in der Geomorphologie überhaupt und im Arbeitsgebiet eine bedeutende Rolle spielt, werden zunächst einmal einige Beispiele angeführt und erklärt.

Im Antilibanon bilden die kleinen Vorketten an der Ostflanke durch ihre nach SO fallenden Schichten (10—15°) zwei Schichtstufen. Die erste Stufe steht dicht an der Kante des Dj. Nabi Baruh und edj-Djurd. Weiter im O tritt die zweite Schichtstufe deutlicher und ausgeprägter in Erscheinung. Die Stirn beider Stufen blickt nach NW zum Berg hin und ist durch zahlreiche konsequente Täler in kleine Streifen gegliedert. Die wichtigste Schichtstufe in NW des Arbeitsgebietes ist der Rankus-Ma'lula-Jabrud-Bergzug. Der schmale Streifen dieser Schichtstufe fällt mit einer flachen Landterrasse zur Assal el Uard-Mulde ab. Der SO-Hang ist im Gegensatz dazu steil und bildet die Stirn der Schichtstufe im Obereozänkalkstein. Das Hangprofil ist in zwei deutliche Teile gegliedert. Der oberste Teil ist eine 80—85° steile, felsige, 20 m hohe Wand, deren Oberfläche mit kleinen Höhlenlöchern und breiten Rinnsalen von wenigen Millimetern bis zu mehreren Zentimetern Tiefe versehen ist.

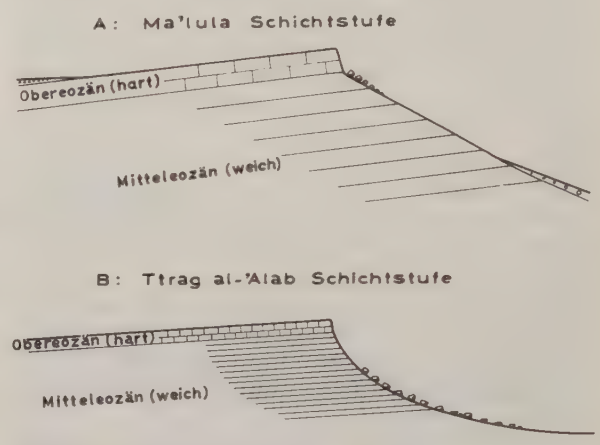


Abb. 11. Schematische Profile zeigen die Schichtstufentypen des NW (A) und SO (B).

Daneben gibt es ähnliche, aber größere Kleinformen, deren Oberfläche mit Flechten oder sehr dünner weißer Calcitrinde überzogen ist, die wiederum verwittert ist. Diese Kleinformenabfolge ist nur durch Klimawechsel im Pluvial und Postpluvial erklärbar, indem die jüngeren Formen in einem älteren Kleinformenschatz entstanden sind. Mit einem scharfen Fußknick (Abb. 11 A, Bild 3, 4) geht diese Wand in einen 30—35° geneigten Hang über. Am Fuß der Wand sind Blöcke und grober Schutt zu finden, die stellenweise zungenförmig bis zur Mitte des Hanges gewandert sind. Derartige Schuttzungen entsprechen Stellen, an denen die Wand durch Rinnsale tiefer eingeschnitten und der Schichtkopf eingebuchtet wurde. Außerdem ist der Hang durch kleine Regenwasser-Spülrinnen zerschnitten. Die Wand und der Hang sind durch vereinzelte größere, obsequente, trockene Täler zersägt; sie bilden in der harten Schicht Klammen oder Schluchten (Ma'lula, Djab'adin). Der Hang ist stellenweise mit einer 10—20 cm mächtigen Kalkkruste bedeckt, deren Oberfläche bis zu einer Tiefe von 3—5 cm verwittert und gelöst worden ist.

Aus den obigen Merkmalen und Kleinformen der Wand und des Hanges kann man schließen, daß die Rückverlegung der Wand und die Verflachung des Hanges in einer früheren, regenreichen Pluvialzeit schneller vor sich gegangen

ist als im Postpluvial, in dem eine schwache Rückverlegung des gesamten Hanges stattfand und die Bildung der Kruste, die Anhäufung des Schuttes am Fuß der Wand und die Einschneidung der Rinnsale auf den flachen Hang vor sich ging. Heute weisen die Verwitterungserscheinungen und der Böschungswinkel des Hanges auf eine relativ gleichmäßige Hangentwicklung durch unbedeutende periodische Abspülung und Denudation hin. Diese Schichtstufenform ist die häufigste und für den feuchten westlichen Mittelgebirgsbereich des Arbeitsgebietes typische Form, doch sind Abweichungen nicht selten.

Nordöstlich von den el-Qalamun-Schichtstufen treten am Rand der el-Qaryatein-Schwemmebene zwei bis drei hintereinanderliegende, gut ausgeprägte Schichtstufen von Dj. Rmeili und Dhar el-Arz auf. Die erste Schichtstufe liegt im Untermiozän, die zweite im Untereozän. Sie ähneln grundsätzlich den Schichtstufen des Qalamuns, jedoch sind die stufenbildenden Schichten hier weicher, dünner und flacher; demzufolge sind die Steilhänge niedriger mit breiteren Pedimenten. Beide Bergzüge ziehen sich fast gradlinig von SSW nach NNO (vgl. Karte 2). Das Hangprofil zeigt in diesem Beispiel und in den benachbarten ähnlichen Formen zwischen Tadmorketten und der en-Nabk-Mulde eine 4 bis 8 m hohe felsige, steile Oberkante, die unmittelbar ohne scharfen Knick zu der Unterpartie des Hanges übergeht. Unter der Wand hat der Hang eine Neigung von 15—20°, die flacher wird und sich ununterbrochen zur Schwemmebene fortsetzt. Der gesamte Hang zeigt ein gleichmäßig auslaufendes konkaves Profil. An den Oberkanten mancher stufenbildenden harten Schichten ist der Trauf verflacht und bekommt ein konvexes Profil.

Während die Schichtstufen des Qalamun und el-Qarjatein im Bereich des mediterran-kontinentalen und des Syrischen (BSs), also verhältnismäßig feuchten Klimas liegen, treten die Schichtstufen am Rand der Tadmorketten und im Ttrag al-'Alab-Raum in einem semiariden und ariden Klima auf. Die Schichtstufen des el-Qarjatein-Gebietes bilden den Übergang zwischen den im NW und SO ausgeprägten Formen.

Am N-Rand der Tadmorketten treten die Schichtstufen der Tlul er-Ruesat, nördlich von Dj. Hajan, und der el-Khudhrijat, nördlich von Dj. el-Barde, auf. Die Rücken der er-Ruesat sowie der Khudhrijat bilden eine durch viele Durchbruchstäler gegliederte Schichtstufe, die eine Reliefspanne von 15—30 m hat. Sie ist aber an manchen Stellen niedriger als 10 m, so daß man sie als Mikroschichtstufe bezeichnen könnte. Derartige Schichtstufen bilden Reste und Zeugenberge abgetragener höherer Stufen, die gleichzeitig durch zunehmende Aufschüttung am Fuß der Stufe an relativer Höhe verlieren.

Die Schichtstufe des Ttrag al-'Alab zieht sich südlich vom Tadmor-Becken von Nordosten nach Westen bis Tell Abed auf einer Strecke von 75 km hin und erhebt sich 30 bis 50 m über die Umgebung. Eine aus hartem Kalkstein und Kreidekalkstein bestehende Obereozänschicht bedingt die Schichtstufe, deren Landterrasse sich flach (4—6°) nach S abdacht. Oberflächlich ist die Landterrasse mit einer zu einer scharfkantigen Schuttdecke verwitterten 15 cm mächtigen Kalkkruste verkleidet. Das Hangprofil der Stufe zeigt eine sehr steile felsige Wand; stellenweise ist die stufenbildende Schicht durch Schalenverwitterung charakterisiert, wie sie bei Granit und verwandten Gesteinen zu finden ist (Bild 5). Direkt am Fuß dieser Wand schließt ein konkaver Hang an (Abb. 11 B). Am Fuß des Hanges wird das Gelände flacher (12°) und geht in die allmählich nach N abfallenden Pedimentflächen über. Der konkave Hang ist mit einer groben Schuttdecke bekleidet.

Die Gesteinsbruchstücke auf der Landterrasse und ebenso am Hang sind mit einer 0,5—3 cm dicken Kalkrinde überzogen, die wiederum durch mechanische Verwitterung zerbrochen ist.

Die Stufe selbst wird von zahlreichen Uadis zerschnitten, die tief eingreifen; infolgedessen ist sie in enge Buchten, spitze Vorsprünge und Zungen sowie zahlreiche Zeugenberge (Qara, Mehrzahl: Qarat = Gour in Nordafrika) gegliedert. Diese Qarat haben zwei Formen, die der Größe, der Entfernung von der Hauptstufe und der Mächtigkeit der harten Deckschicht entsprechen: Tafelbergform dort, wo sie relativ groß sind und die Deckschicht noch nicht abgetragen ist. Derartige Zeugenberge liegen normalerweise dicht an der Schichtstufe. Kegelberge treten auf, wo die Auslieger klein sind und die Abtragung die harte Deckschicht beseitigt hat (Bild 6).

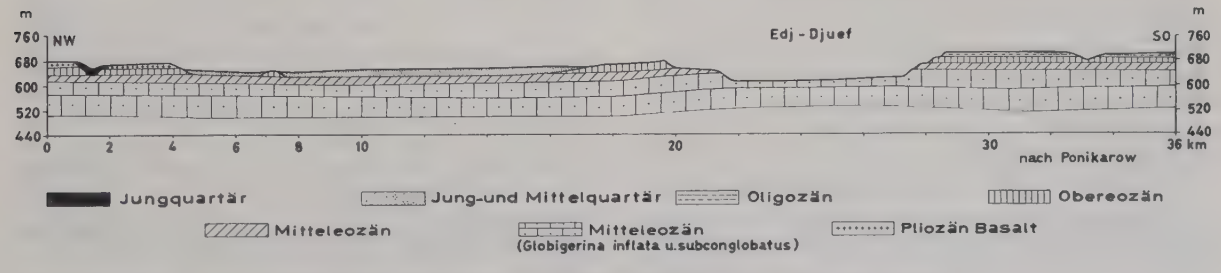


Abb. 12. Profil durch el-Hamâd Tafelland und edj-Djuef Senke.

Zwischen den tafel- und den kegelförmigen Zeugenbergen gibt es Typen, die die Übergänge vom Tafel- zum Kegelberg zeigen.

Ähnlich sind auch die Schichtstufen des es-Sauanat-Gebietes, in denen die harten Feuersteinbänder des Untereozäns mit einer Mächtigkeit von 0,5—10 m die Landstufen und die Uadihänge bilden. Die wichtigste Schichtstufe hier ist die Sueninat esch-Sch'aba. Sie zieht sich von NO nach SW mit einer nach N gerichteten Stufe und bildet nach einer kurzen Unterbrechung die Schichtstufe des Adahidj el-'Ade. Die Obereozänschichten bilden in den Rummana Hügel und südlich davon kleinere Schichtstufen mit 10-15° geneigten ausgedehnten Pedimentflächen.

Bei den oben geschilderten Schichtstufen sind zwei Typen zu unterscheiden: 1. der westlich-nordwestliche Typ (Beispiel: Rankus Ma'lula-Jabrud-Schichtstufe). 2. der südöstliche Typ (Beispiel: Ttrag al-'Alab-Schichtstufe). Da die strukturellen Bedingungen bei fast allen Schichtstufen ähnlich sind und nur geringe Verschiedenheiten zeigen, ist die Ursache des Unterschiedes in den klimatischen Verhältnissen zu suchen. Die Rolle der exogenen Kräfte bei der Modellierung der Formen wird in dem zweiten Kapitel ausführlicher behandelt.

Im Zusammenhang mit den eben geschilderten Schichtstufen stehen Schichttafeln und Tafelberge, bei denen die Schichten horizontal liegen oder nur sehr schwach geneigt sind. Die Oberfläche der harten Schicht ist hier mit der Landoberfläche meistens identisch. Solche Schichttafeln kommen im Arbeitsgebiet im el-Hamâd vor, dessen Oberfläche von der Paläogen-Schichtfläche gebildet wird und den größten Teil des Inneren der Syrischen Wüste einnimmt (vgl. Profile A-B, C-D und Abb. 12). Der geringen Höhe entsprechend sind diese Ablagerungen nur wenig zerschnitten. Sehr wichtig scheint, daß die an vertikalen Störungen und Dislokationen gehobenen Schollen im Gelände ohne geologische Karte und Profile schwer wiederzuerkennen sind, da die Verstellungen durch die Abtragung ausgeglichen wurden. Das „Tafelland" der Syrischen Wüste ist daher zwar weithin eine einförmige, wenig zerschnittene Tafelrumpfebene; sie enthält jedoch mindestens streckenweise Partien, in denen die Landoberfläche fast eben über verschieden stark gehobene Komplexe hinwegzieht, die also als echte Rumpfflächen anzusehen sind. Ihr Hauptteil „el-Hamâd" liegt um 600 m. Als Ganzes umfaßt sie mehr ein großes, fast unmerkliches Becken im NO südlich von Sab'a Biar und westlich von Khaschmet ez-Zarqa. Eine Besonderheit ist das geologische Fenster im W im edj-Djuef (Abb. 12).

A. MUSIL (1927, S. 73) beschrieb dieses Gebiet wie folgt: „No where is there any elevation; everything is flat and level; below is the desert; above the sky; and between them, man." Nun trifft man durchaus hin und wieder kleine Erhebungen, einzelne Rudjum (sing.: Radjem) und niedrige Hügel, besonders im W. Sonst bildet der Kern des Hamâd jedoch in der Tat eine wellige Ebene, ein uadiarmes Tafelland, dessen Oberfläche kaum eingeschnitten wird. Nördlich und nordöstlich von edj-Djuef, wo die Schichten vom geologischen Fenster schwach nach allen Richtungen fallen, sind kleine Zeugenberge vorhanden, die Reste einer alten Schichtfläche darstellen (Bild 7). Diese Abtragungsfläche dürfte nach dem Oligozän entstanden sein, weil die Kalksteine und Konglomerate des Oligozäns stellenweise als Abtragungsreste vorkommen. Diese Schichtreste, die Zeugenberge und die wenigen breiten Uadis mit ihren weiten Sohlen und sanften Hängen, mit relativ steilen Kanten, deuten auf eine Entstehung hin, die bedeutend früher als im Quartär begann. Außerhalb des Hamâd-Gebietes kommen vereinzelte Tafelberge vor, wie Dj. Rus, Dj. Hfeir und Maksar iben Nimer; aber vor allem überdecken vulkanische Aufschüttungen als Schichttafeln und Tafelberge eine große Fläche des Arbeitsgebietes. Sie werden mit den anderen vulkanischen Formen behandelt.

D. Vulkanischer Formenschatz

Das Empordrängen von Magma aus der Tiefe an die Erdoberfläche schafft charakteristische Aufbauformen, die sich aus Erdgußgestein oder Vulkaniten zusammensetzen, die Oberfläche als vulkanische Decken überfluten oder als Vulkanberge um die Ausbruchstelle emporwachsen. Derartige Formen dehnen sich im Arbeitsgebiet hauptsächlich im SW aus, aber auch an verschiedenen Stellen am Rande und südlich der Tadmorketten (vgl. Karte 1). Die Vulkanite bedingen durch ihre unterschiedliche Gesteinswiderständigkeit und Struktur verschiedene Oberflächenformen. Im Arbeitsgebiet lassen sich zwei Hauptformen unterscheiden:

1. Die vulkanischen Decken.
2. Die Vulkanberge.

Die Decken entstammen verschiedenen Perioden und bestehen im allgemeinen aus Basalt und Tuffen. Die älteren Basaltdecken (vgl. Tab. 1) bilden meistens ebene Tafelländer oder Tafelflächen und überdecken große Teile des Arbeitsgebietes, z. B. in es-Safa, el-Ledja und el-Buttmijat. Die größte Basaltdecke dehnt sich im Südwesten des Arbeitsgebietes aus; sie bildet den nördlichen Ausläufer des Hauran-Basaltgebietes und bildet eine geomorphologische Landschaft besonderer Art, deren Reliefformen bei dem trockenen Klima fast ganz von dem vulkanischen Vorgang abhängig sind. Die Effusionstätigkeit führte durch mehrere Förderschlote und Eruptionsspalten zu zwei verschiedenen

Förderprodukten. Infolgedessen entstanden zwei Relieftypen:

a) gasarme Fladenlavafelder mit Plateaus und Basaltdecken,

b) gasreiche Blocklaven und Lockerprodukte mit einem Steinchaos und Basaltbrockenfeldern.

Die Basaltdecken bilden zwei Plateaus in es-Safa und el-Legja, die sich aus mehreren Lavaströmen verschiedenen Alters zusammensetzen. Beide Plateaus haben eine rauhe und rissige Oberfläche. An manchen Stellen befinden sich in der zerklüfteten Masse niedrige steinfreie, feinmaterialreiche Senken — Qa'a; Mehrz. Qi'an oder Ghadir; Mehrz. Ghudran genannt — und tiefe runde Löcher. Die Basaltdecken bilden am Rande beider Plateaus eine steile, im el-Ledja 10—20 m und im es-Safa 15—30 m hohe Kante, die als Lohf bezeichnet wird (Bild 8). Die Kante ist sehr stark geklüftet und gebuchtet. Die Entstehung der Senken, Löcher, Risse, Spalten und Klüfte ist auf die Entgasung, die mit der Abkühlung, Erstarrung und Kristallisation der Laven verbunden ist, zurückzuführen. Die Formen sind durch die späteren Verwitterungs- und Abtragungsprozesse nur vergrößert worden.

Eine besondere Art von Schwemmkegeln charakterisiert an dieser Lohf die von dem en-Nugra nach NW und NO verlaufenden Täler: Beim Auftreffen auf die steilen Kanten lagern sie ihr Feinmaterial in schwemmkegelartigen Formen ab, die meistens von abflußlosen Becken (Ghudran) begleitet sind. Diese Erscheinung beweist, daß die Lavenaufschüttungen der beiden Plateaus jünger als das dazwischenliegende en-Nugra-Basaltgebiet sind und daß die jüngere Decke die Niederungen und Mulden der früheren Oberfläche aufgefüllt hat. Das ursprüngliche Relief ist auch durch die wellenförmige Oberfläche der darüber gebetteten Lavadecke hindurch noch erkennbar. Am besten ist die Anpassung der Lavadecken und Ströme an das frühere Wüstenterrain dort zu sehen, wo die Decke nicht mächtig ist, wie z. B. an der Ostseite des es-Safa.

Die Lohf-Stufe ist im O und NO des es-Safa-Plateaus nicht so ausgeprägt wie an den übrigen Stellen, und die Basaltdecke geht hier in Harraflächen über. Östlich des es-Safa-Plauteaus dehnen sich über viele Kilometer die ungeheuren

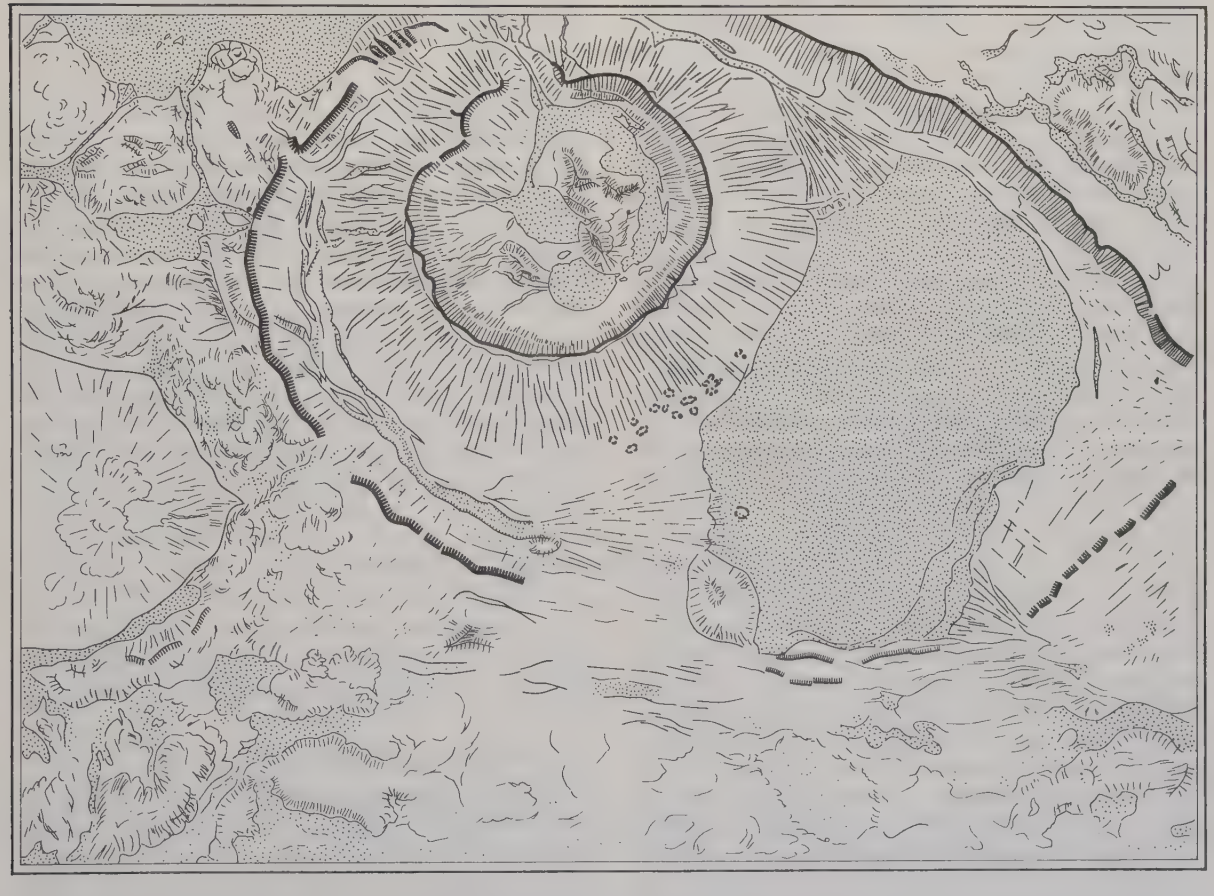


Abb. 13. Geomorphologische Interpretation der Luftaufnahme des Dj. Ses im Maßstab ca. 1 : 25 000.

Lavaergüsse der Harra mit zahllosen Spalten und großen Blöcken (30—70 cm) aus, ein Steinchaos oder eine Basaltsteinwüste.

Andere Basaltdecken und -flächen, die älter sind und kleinere Ausdehnung haben als das Gebiet im SW, sind die el-Buttmijat, Dj. Kohle und et-Tanf-Basaltflächen. Sie bilden am Rand der Tadmorketten und in der Wüste entweder Schichttafeln oder Tafelberge. In el-Buttmijat sind die flachliegenden Kalkschichten von einer oberpliozänen Basaltdecke bedeckt, die fast waagerechte Lagerung und eine Mächtigkeit von 0,5—3 m hat und den Rest einer ehemals mächtigeren Basaltdecke bildet (Bild 9 und Abb. 8 C).

Die Breite der Uadis, die die Decke und die darunterliegenden Kalksteine 30—50 m tief eingeschnitten haben, deuten auf eine erhebliche Ausräumung des südlichen Teiles der el-Buttmijat am Ende des Tertiärs und im Quartär hin. Die Reste der Decken bilden Schichttafeln und Tafelberge verschiedener Größe mit meistenteils steilen Stufen. Unter dem Basalt hat die Stufe eine Böschung von 15—30°, abwärts schließt sich ein 6—11° flacher Hang an. Die Oberfläche der Tafel wie der Hänge ist mit Basaltblöcken bedeckt. Weiter nach O südlich des Dj. Nassrani bildet eine Miozän-Basaltschicht im Dj. Kohle einen Tafelberg über einer Einebnung der Obereozän- und Oligozän-Kalkschichten (Bild 10). Im SO in der Wüste ist der Basalt des et-Tanf sowie Tnefat und Dj. el-Ghrab jünger — Mittelquartär — als der el-Buttmijat-Basalt. Die Basaltdecke bildet hier in et-Tanf eine steile Stufe, die zu Khabret et-Tanf hinblickt. In fast allen diesen Basaltflächen geben Gesteinsbeschaffenheit und Alter des Basalts gute Hilfsmittel und Anhaltspunkte für die Quartär-Geomorphologie und gestatten eine zeitliche Einordnung von Oberflächenformen, die verschiedene Klimawechsel im Arbeitsgebiet widerspiegeln.

2. Im Zusammenhang mit den vulkanischen Decken stehen Vulkanberge, die um die Förderschlote und Eruptionsspalten herum über die Basaltdecken emporragen. Die meisten Vulkankegel kommen im es-Safa, wo die jüngsten Ausbrüche auftreten, und im Diret et-Tlul vor. Sie bilden Reihen mehrerer spitzer Krater, die nach NNW-SSO gerichtet sind (vgl. Karte 1). Die zahlreichen Kegel sind durch ihre jüngeren, nach allen Richtungen ausstrahlenden Lavazungen von den relativ älteren Basaltdecken durch die dunklere Farbe schnell zu unterscheiden (Bild 11). Die erloschenen Vulkankegel der Diret et-Tlul, deren höchster der Tell el-Hadjar (993 m) ist, ragen aus der Umgebung bald spitz, bald abgestumpft hervor. An der Oberfläche bedeckt eine Steinlage den sandigen Boden und bildet (wie östlich des es-Safa-Plateaus) eine Basaltsteinwüste. W- und SW-Winde transportieren das Feinmaterial vom Damaskus-Becken nach ONO und lagern es zwischen den Vulkankegeln und hinter den Basaltblöcken in Form von kleinen Dünen oder Sandstreifen und Sandfeldern ab. Dadurch bekommen die Vulkanberge zwei Formen und Farben nach verschiedenen Seiten; die WSW-Seiten sind vom Fuß bis zur Mitte des Berges mit hellem Feinmaterial überzogen und haben relativ flache Böschungen. Weiter oben sind die Hänge steiler, jedoch nicht so steil wie die O-Seite, offenbar, weil die Abtragungsprozesse an den im Winter feuchten W-Hängen aktiver sind. Die O-Seite ist dagegen von fremdem Feinmaterial relativ frei; stattdessen sind die Hänge von dem am Ort verwitterten Basaltschutt bedeckt und behalten die dunklere Farbe des Basalts. Als besonderer Vulkanberg bildet Dj. Ses am Rande des SW-Basaltgebietes einen 100 m über der Wüstenebene aufragenden, kreisförmigen Krater, dessen Rand fast senkrecht 30 bis 60 m tief zum Inneren abfällt. Innerhalb des Kraters befinden sich kleine Erhebungen, zwischen denen der Boden von feinem, hellbraunem Ton, Sand und Lehm bedeckt ist. Nach dem Regen bilden sich dort kleine vorübergehende Seen, wie in den meisten Kratern der Vulkankegel des Arbeitsgebietes. Nach O schließt sich an den Kraterrand ein abflußloses Becken mit Khabra-Ablagerungen an (Abb. 13).

II. KLIMATISCH BEDINGTE FORMEN

In dem ersten Kapitel wurden die strukturellen Formen behandelt. Dabei blieb die klimatisch bedingte Formung im Hintergrund, weil die exogenen Kräfte im Arbeitsgebiet die Grundzüge des Reliefs nicht bestimmt, sondern nur modifiziert haben. In diesem Kapitel wird die klimatisch bedingte Formung in den Vordergrund gerückt, wobei die Formen unter diesem Kapitel zahlreiche Beispiele für fossile und rezente Erscheinungen verschiedener Klimabereiche geben. Das klimatisch-morphologische Profil erstreckt sich dabei von dem hohen (über 2500 m) feuchten Westen, wo glaziale, nivale, humide sowie periglaziale Erscheinungen vorkommen, bis zum tiefen Inneren der Syrischen Wüste (um 400 m), wo aride und semiaride Formen auftreten.

A. Glaziale und nivale Formen

Mitteilungen über eine ehemalige Vereisung in den höheren Lagen des Antilibanon stammen von R. F. BURTON und C. F. TYRWHITT-DRAKE (1873), O. FRAAS (1878) und C. DIENER (1886). Sie gelangten auf Grund ihrer Beobachtungen im Bludantal des Antilibanon und im Hohen Libanon zu der Meinung, daß diese Ge-

birge vergletschert waren. Die Annahme einer Vereisung wurde später von L. DUBERTRET, W. B. FISH (1944), DE VAUMAS (1954) und W. KLAER (1957-1960) abgelehnt, während K. KAISER eine Quartärvereisung auf Grund einer Untersuchung 1961-1963 in den syrisch-libanesischen Gebirgen bejahte. KAISER bezieht sich dabei auch auf die Beobachtungen von BURTON, TYRWHITT-DRAKE, FRAAS und DIENER.

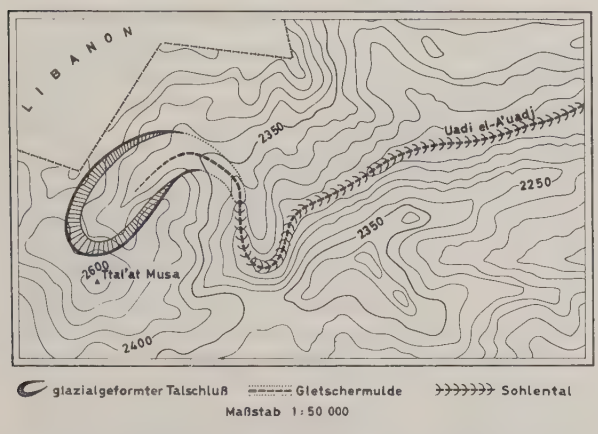


Abb. 14. Ttal'at Musa (im Dj.'Attnine) und Uadi el-A'uadj Talschluß.

Ihrer Höhenlage nach könnten Dj. 'Attnine bzw. Ttal'et Musa in ihrer Gipfelzone über die eiszeitliche Schneegrenze hinausragen. Eine Gletscherentwicklung während der Eiszeit im Dj. 'Attnine und Uadi el-A'uadj und in der Gipfelzone des Antilibanon scheint umso eher möglich, als auch heute dort perennierende Schneeflecken vorkommen. Im Oberlauf des el-A'uadj-Tales (Abb. 14) zeigt sich folgender Befund: Der über 2350 m gelegene Talschluß mit einer Breite von etwa 300—400 m und einer Länge von 1 km ist von einer hufeisenförmigen Umrahmung umgeben. Zwar sind in diesem nach NO exponierten el-A'uadj-Talschluß — wie überhaupt in dem ganzen O-Hang des Antilibanon — die den Glazialformenschatz kennzeichnenden Karnischen und Wände nicht vorhanden; steile Wandteile der Felswände sind nur an wenigen Stellen entlang harter Schichten zu finden. Die Hänge ziehen sich mit einer relativ dünnen Schuttdecke auf den Boden herab. Gletscherschrammen und eisüberschliffene Felsformen fehlen, jedoch sind ziemlich kleine polierte Felsflächen nordnordwestlich von Ttal-et Musa in einer Höhe von 2500 m zu finden. Während im obersten Talschlußbereich wenig Schutt vorhanden ist, bilden die Aufschüttungen an den Ausgängen der Talschlüsse breite, flache und relativ mächtige Schuttdecken, die ohne bemerkenswerten Knick in die Haupttalmulde münden. Diese Mulde setzt sich von dem obersten Talbereich um 2350 m weiter nach SO und S talab bis zu einer Höhe von 2250 m fort (Abb. 15). Der Querschnitt weist zwar keine ausgeprägte Trogtalform auf; die Mulde geht aber in einen engen Talabschnitt mit offener U-Form über, deren Boden mit Schuttmaterial gefüllt ist. Dieses flache U-förmige Tal wird unterhalb 2250 m schlagartig Sohlental. Deutet man den obersten Talabschnitt als glazial geformtes Kar und Gletschermulde, wozu insbesondere das Fehlen vorzeitlicher Periglazialerscheinungen Veranlassung gibt, so besitzt man hier einen Anhalt zur Bestimmung des Gletscherendes. Der auf Abb. 15 (gestrichelte Linie) verzeichnete, aus Kalk- und Dolomitstein bestehende verkittete Schutt, der diskordant auf den Cenomanschichten liegt, müßte dann als Moräne früherer und weiter vorgedrungener Gletscher (Riß?) angesehen werden.

Jedenfalls dehnt sich der Sohlentalbereich auf einer Strecke von 4 km aus, bis 2050 m abwärts. Dieser Mittellauf hat eine mittlere Breite von 40—60 m, ausgenommen den Mündungsbereich des von NW um den trichterförmigen Talschluß (Trichterkar?) von A'qabet et-Talladje verlaufenden Tales. Das Haupttal ändert seinen Querschnitt in der Höhe von 2050 m vom Sohlenzum Kerbtal, das in den Schwemmfächern am Ausgang des Tales weiter nach S eingetieft ist.

Da der Karausgang bei glazialer Ausdeutung der Befunde um 2350 m liegt, kann man die eiszeitliche Schneegrenze in gleicher Höhe annehmen. Der von K. KAISER mit einem Fragezeichen versehene Wert (2300 m) der mittleren Schneegrenze der O-Seite des nördlichen Antilibanons erhält dadurch eine Stütze.

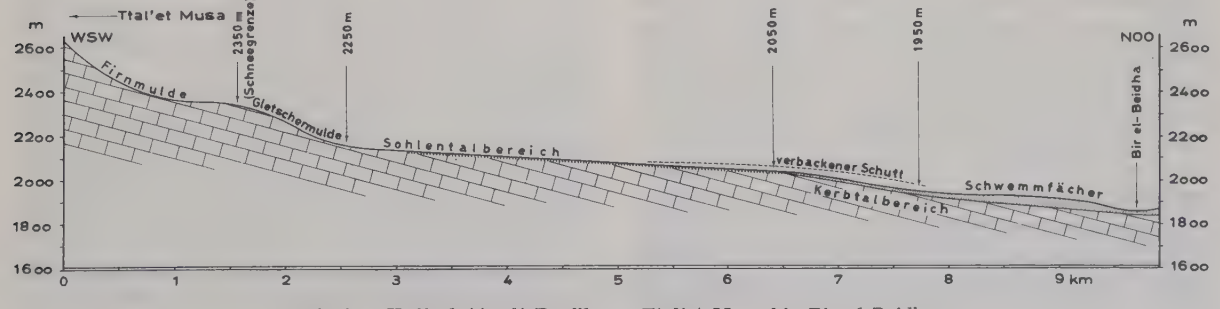


Abb. 15. Uadi el-A'uadj Profil von Ttal'et Musa bis Bir el-Beidha.

Außer dem el-A'uadj-Kar[1]) kann man auch die Talschlüsse von Uadi el-Khaschije, Dj. Zemmerani, Uadi el-Mal und Uadi Mar Tobja als Kare bezeichnen. Die Seiten und Rückhänge des Dj. Zemmerani-Kars sind steil und hufeisenförmig ausgeprägt; der Karboden ist steiler und der Ausgang enger als beim el-A'uadj. Die anderen Kare haben in unterschiedlichen Größen ähnliche Formen mit geringen Abweichungen. Sie sind mit Schwarzwald-Karen der Deutlichkeitsstufen 4—5 zu vergleichen. Neben diesen Karen treten Nivationsnischen in Erscheinung (Bild 12). Meistens sind sie flache Wannen mit schuttbedeckten Flanken. Sie liegen wie die Kare um 2300—2450 m, aber meistens auf steileren Hängen. Kare wie Nivationsnischen sind hauptsächlich nach O und NO, jedoch auch nach OSO exponiert. Besonders die nach O und SO gerichteten haben ein asymmetrisches Querprofil, bei dem die gegen Sonneneinstrahlung geschützte S-Seite steiler ist als die N-Seite, die durch solifluidale Vorgänge abgeflacht wird. Diese Mischung von Glazialwirkungen und solifluidalen Überformungen der Karseiten und Nivationsnischen findet man auch in den nach O, N und SO verlaufenden Tälern und Rinnen der ehemaligen Glazialstufe und des fossilen und rezenten Periglazialbereiches. Kleine rezente Nivationsnischen, in denen der Schnee im Schutz steiler Felswände bis zu acht Monaten erhalten bleibt, sind im Bereich des Dj. 'Attnine in über 2400 m Höhe vielfach zu finden.

1. Rezente und ehemalige Schneegrenze

Die Beobachtungen im höheren Bereich des Arbeitsgebietes zeigten, daß die Stufe oberhalb 2350 m sehr wahrscheinlich vergletschert war und daß sogar eine kleinräumige Vergletscherung im letzten Pluvial (Würm) vorhanden war. Da die höchsten Gipfel des Antilibanon die heutige Schneegrenze nicht erreichen, ist es schwierig, die Schneegrenzendepression festzustellen. K. KAISER (1963, S. 142 und 146) nahm die heutige Schneegrenze um 3650 m an, die pluviale Schneegrenze für die O-Seite des nördlichen Antilibanons um 2300 m. Nach H. LOUIS (1944, S. 477) lag die pluviale Schneegrenze im Antilibanon zwischen 2800 m und 2600 m; K. HERMES (1954) zeichnete die heutige Schneegrenze für den Antilibanon um 3750 m, K. W. BUTZER (1958, S. 47) hält die heutige theoretische Schneegrenze von C. DIENER für Haramon und Antilibanon um 3100—3200 m für zu tief und nimmt eine Höhe von 2800 m für die pluviale Schneegrenze in Syrien an. Diese Werte zeigen, daß das Problem der Schneegrenze der syrisch-libanesischen Gebirge sehr umstritten ist. Den oben geschilderten Formen, die auf Vereisungsspuren im höheren Bereich der östlichen Seite des Antilibanons hindeuten, kommt daher vielleicht allgemeines Interesse zu.

B. Periglazialerscheinungen

Unterhalb der Stufe glazial-nivaler Formen dehnt sich eine Höhenstufe aus, die unter dem Einfluß des Bodenfrostes steht. Die Entstehung der Frostbodenformen ist hier in erster Linie von dem täglichen Frostwechsel abhängig. Der tägliche Gefrier-Auftauprozeß führt wie allgemein in den subtropischen Bereichen zu Kleinformen von Steinringen, Steinstreifen, Fließerdeterrassetten u. a. Die klimatischen Verhältnisse für derartige tägliche Frostwechsel sind im Arbeitsgebiet im Frühjahr und zu Beginn der Winterperiode günstiger als in der Sommer- oder Winterzeit, in der entweder die Temperaturen nicht bis zum Gefrierpunkt absinken oder die Periglazialzone unter einer Schneedecke liegt. Das gilt vor allem für die west- und nordwestlichen Bereiche des Arbeitsgebietes und die rezenten Periglazialerscheinungen. Daneben treten aber auch fossile Periglazialformen auf.

1. Rezente Periglazialerscheinungen

Solifluktion als rezente Erscheinung tritt im Antilibanon an den Hängen der Täler in Schuttdecken aus eckigem Gesteinsmaterial auf. Der Schutt ist in den höheren und steileren Hangteilen zunächst arm an Feinmaterial und wird erst auf wenig geneigten Hängen reicher an Feinmaterial; hier läßt sich dann auch eine gewisse Sortierung des Materials erkennen. Fast alle Hangflächen mit geringerer Neigung als 20° sind von einer Schuttdecke überzogen, deren größere Komponenten an der Oberfläche angereichert und mit den Längsachsen vorwiegend hangabwärts eingeregelt sind. Bei der Anreicherung der größeren Komponenten der Schuttdecke spielte neben der Frostwirkung die selektive Abtragung durch Deflation eine untergeordnete Rolle. Diese Schuttdecke, deren Feinmaterial nach unten zunimmt, hat Mächtigkeiten zwischen 15—20 cm an der edj-Djurd-Ostseite und dem Djebl Nabi Baruh, wo die Hänge steiler sind, u. a. in den nördlichen Teilen des Antilibanon, schwankt die Mächtigkeit zwischen 8—15 cm. An vielen Hängen mit weniger als 30° Neigung entstehen isohypsenparallele Terrassetten, die in ihrer äußeren Form leicht mit Ziegenpfaden zu verwechseln sind (Bild 13). Sie entstehen dadurch, daß durch die Vegetation (Potericum Spinosum) die Schuttbewegung gehemmt wird (Abb. 16). Wo die Hänge geringere Neigungswinkel (10—15°) haben, bildet die Schuttdecke, die durch den Pflanzenwuchs gehindert ist, verein-

[1]) Nach der im Schwarzwald üblichen Terminologie würde es als Kar der Deutlichkeitsstufe (5) zu bezeichnen sein (F. FEZER, 1957, S. 28—29).

zelte sichelförmige Girlanden, deren Vorkommen seltener als die Terrassettenformen ist. Die obigen Erscheinungen zeigen sich generell oberhalb 1700 m. Innerhalb dieser durch Solifluktionsphänomene gekennzeichneten Periglazialzone sind etwa von 2000 m an bis zur Kammlinie Strukturböden, vor allem in Form von Steinringen und Steinstreifen, zu erkennen, besonders auf den Flächen mit weniger als 10—15° Neigung. Steinringe kommen häufiger vor als Steinstreifen und finden sich gelegentlich auf den hochliegenden, ebenen bis sanft geneigten Flächen und in den breiten Talmulden. Sie haben einen Durchmesser von 10—15 cm und weisen eine klare Sortierung der Korngröße auf. Das Feinerdebeet ist meistens von einem erhabenen Steinkranz umgeben. In den Tälern sind die Steinringe relativ größer (20-40 cm Durchmesser) und die Feinerde ist etwas aufgewölbt. Frostwirkung durch Eisnadelbildung ist besonders in den Talmulden zu sehen, wobei Steintrümmer ausgehoben werden und die gewölbte Form im Kern des Steinrings verursachen.

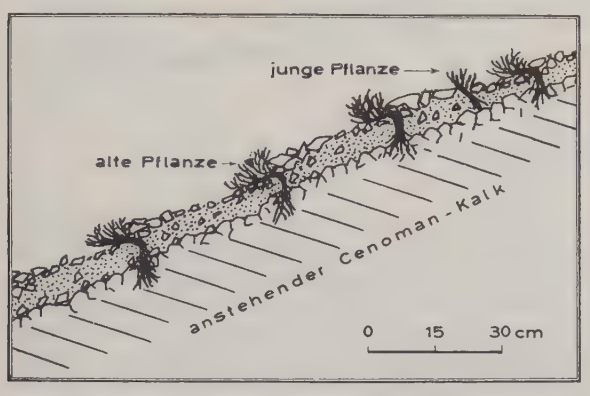


Abb. 16. Rezente Solifluktionsdecke durch Pflanzenwuchs terrassiert Dj. en-Nabk zwischen 1500-1800 m. Das ähnliche Bild gilt auch für die Solifluktionsdekken im Antilibanon zwischen 1700-2000 m.

Östlich und südöstlich des Antilibanon sind ähnliche, ebenfalls rezente Erscheinungen zu finden, jedoch auch in tieferen Lagen und zugleich unter kontinentalen Klimaverhältnissen. In der Gipfelzone des Dj. en-Nabk werden die Formen ganz allgemein durch rezente Periglazialerscheinungen bestimmt. Sie treten oberhalb einer Höhe von 1550 m am W-Hang und 1500 m am O-Hang auf. Sie zeigen sich bis zu einer Höhe von 1780—1800 m nur als Solifluktion und darüber auch als Strukturböden. Die Solifluktion führt, wie im Antilibanon, zu Terrassetten und zu Umbiegungen der Pflanzensprossen durch die hangabfließende Bodendecke, die auf einem 25—30° geneigten Hang eine Mächtigkeit von 7 cm hat (Abb. 16). Weiter oben nimmt die Hangneigung ab und die Frostwirkung führt zur Bildung der Steinringe, die einen Durchmesser von 8—10 cm und 40—50 cm haben. Sie bilden meistens Steinringfelder und kommen einzeln nur selten vor (Bild 14).

Außerhalb des Antilibanon und el-Qalamun-Gebietes sind rezente Periglazialerscheinungen selten zu finden, und wenn, dann auf den höchsten Gipfeln der Tadmorketten. Oberhalb 1350 m zeigen die wildzerklüfteten Kalksteinfelsen des Dj. Zbeidi deutlich die Wirkung des Frostes. Periglazialerscheinungen treten hier in Form von kleinen, 10—20 cm großen Steinringen auf. Sie ähneln denen des Dj. en-Nabk, sind jedoch weniger sauber sortiert. In Dj. Ghattus waren nur Solifluktionserscheinungen festzustellen; die scharfe Kammlinie läßt die Bildung von Strukturböden offenbar nicht zu. Als letztes sind undeutliche, steinringähnliche Formen mit einem Durchmesser von 15 cm auf dem Rücken des Dj. Nassrani (1300 m) zu nennen. Die Gipfelzzone dieser Berge ist somit mit scharfen, eckigen, durch Frostwirkung zersplitterten Steintrümmern bedeckt. Tiefer als 1300 m fand ich keine Stelle im Arbeitsgebiet, wo rezente Periglazialerscheinungen vorkommen.

Die Periglazialerscheinungen, vor allem durch die Solifluktion verursacht, wirken sich sehr deutlich auf die Modellierung des Reliefs aus. Schroffe Kanten und zackige Grate fehlen, die Höhen sind meistens zugerundet. Am besten ist die Modellierung im Antilibanon zwischen 1700 und 2000 m Höhe, ebenso in Dj. en-Nabk zwischen 1500 und 1850 m zu erkennen. An derartige Erhebungen schließt der flach gerundete Rükken sich an strukturell bedingte Hänge mit Abdachungen über 35° an. Wenn die Hänge S-N-Exposition aufweisen, kommt es in den höheren Zonen vom Antilibanon und el-Qalamun durch Schneeinlagerungen zur Asymmetrie der Hänge.

2. Fossile Periglazialerscheinungen

Im Gegensatz zu den rezenten Periglazialerscheinungen liegen die fossilen pluvialzeitlichen tiefer und dringen nach O-SO in das Innere des Landes ein. Die fossilen Formen sind im Westen von späteren Aufschüttungen überdeckt und die Spuren, die vor allem als Solifluktionszungen und ungeformte Steinstreifen vorkommen, sind schwer wiederzuerkennen. In Dj. Abu el-'Ata kommen oberhalb 850—900 m Höhe undeutliche Spuren fossiler Solifluktionserscheinungen vor. Sehr gute Beispiele fossiler Formen zeigen sich an mehreren Stellen am Rande und am Fuß der Tadmorketten von Dj. Dhmer im W bis Dj. Hajan im ONO. Die hier ausgewählten Beispiele sollen die frühere Frosteinwirkung am Rande der Syrischen Wüste belegen.

Im el-Buttmijat-Gebiet schließt die Basaltstufe an vielen Stellen mit einer Böschung von 15—30° ohne scharfen Knick an den darunter flach (6—11°) abfallenden Hang an. Die Basaltblöcke bilden unterhalb der Auflagerungsfläche

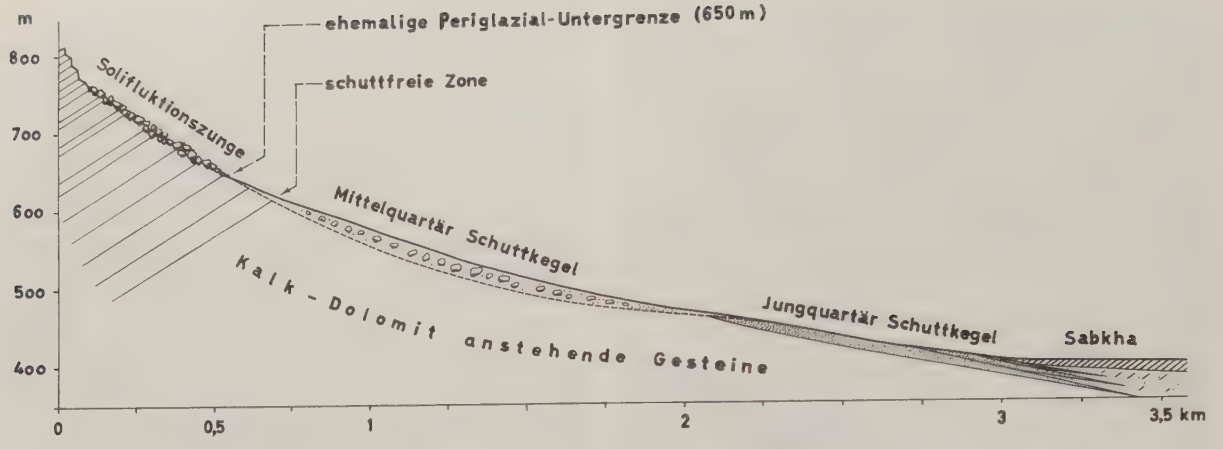


Abb. 17. Hangprofil an SO Flanke des Dj. Hajan.

des Basaltes in einer Höhe zwischen 825 und 790—800 m am Hang parallel zu den Isohypsen verlaufende Terrassetten, die aus nebeneinander stehenden und miteinander verzahnten fossilen Steinringen bestehen (Bild 9), in denen das Feinmaterial heute durch Kalk verbacken ist. Die Blockkanten sind abgerundet und die Oberflächen sind je nach der Exposition mit Flechten oder Wüstenlack überzogen. In den Steinringen selbst, deren Durchmesser 15—70 cm beträgt, befindet sich eine 10—15 cm mächtige Feinerdefüllung.

Die Terrassetten, die verfestigten Basaltblockkränze der Steinringe auf Hängen von 6—11° Neigung, sowie auch die ohne Knicke und Stufen abfallenden Teile der Basalt-Wanderschuttdecke sind zweifellos Periglazialerscheinungen, deren Bildung auf Solifluktion zurückzuführen ist. Ihre Entstehung ist nach den heutigen klimatischen Verhältnissen unmöglich. Da unterhalb 790—800 m Höhe keine ehemaligen Periglazialerscheinungen festzustellen waren, dürfte diese Höhe als Untergrenze der ehemaligen Periglazialformen in diesem Raum anzusehen sein.

Weiter nach ONO am S-Hang des Dj. Hajan konnten ehemalige Periglazialerscheinungen sowie deren Untergrenze ziemlich genau festgestellt werden. Abb. 17 zeigt das Profil eines Seitentales des Hajans. Die harten Schichten bilden oberhalb 780 m eine gestufte Wand. Darunter, bis zu einer Höhe von 650 m, ist der Hang von mehreren kleinen Tälern und Schuttbahnen durchzogen. Der eckige grobe Schutt sammelte sich in diesen Eintiefungen und endete um 650 m in Form von spitzen Solifluktionszungen. An diese Schuttzungen schließt sich eine kurze Talstrecke an, die schuttfrei und in die anstehenden Schichten eingekerbt ist. Darunter schneidet das Tal seinen Lauf in pleistozäne Ablagerungen ein, deren Mächtigkeit talab zunimmt (von 1 m auf 5 m) und die am Ausgang des Tales einen Schuttkegel bilden. Diese Ablagerungen werden am Rande der Sabkhet el-Muh unter jüngeren, späteren Schuttdecken begraben. Weiter sind in der Umgebung von Dj. Hajan die Bergrücken, die um 780—800 m hoch liegen, durch ehemalige Frosteinwirkung und vor allem durch Solifluktion abgerundet (Bild 13). Tiefer als in 650 m Höhe habe ich fossile Periglazialerscheinungen im Dj. Hajan nicht gefunden.

Andere fossile Formen finden wir überall, wo sich Fuß-, Schräg- und Kryoplanationsflächen am Rande der Bergketten ausstrecken. Derartige Flächen spielen im Arbeitsgebiet eine große Rolle und werden nach Entstehungsursachen und Bildungsmechanismus unter den anderen semiariden Formen näher behandelt. Jedoch muß hier vor allem erwähnt werden, daß bei der Bildung dieser Formen die Solifluktion eine gewisse Rolle neben der Flächenspülung und Schichtflut spielt und einen weiteren Beweis für ehemalige Periglazialerscheinungen und den Klimawechsel liefert. Die Fußschrägfläche des Dj. Abu el-Haznan nördlich von Dhmer liegt in einer Höhe von 780—800 m, das Dj. Khnezir um 800 m und die Hfeir Kryoplanationsflächen um 850 m. Die anderen ähnlichen Flächen liegen zwischen den genannten Höhenwerten. Nur die drei Stockwerke der Fußschrägflächen des Dj. Hajan liegen etwas tiefer (um 600—650 m); hierbei sind aber örtliche kleinräumige tektonische Verhältnisse zu berücksichtigen.

3. Ober- und Untergrenze der rezenten und ehemaligen Periglazialerscheinungen

An Hand der verschiedenen Periglazialerscheinungen (Solifluktionsdecken, Strukturböden, Kryoplanationsflächen) kann die pluviale (eiszeitliche) wie die rezente Periglazialuntergrenze mit einer gewissen Sicherheit von den höchsten Gebirgen im W bis zum Rande der Wüste festgestellt werden. Die rezenten Erscheinungen treten im Arbeitsgebiet zwischen 1700 m im WNW und 1350 m im OSO (eventuell um 1300 m in Dj.

Nassrani) auf. Wie hoch diese Untergrenze im SO in der Wüste ist, läßt sich durch die Verlängerung dieser Linie nach OSO konstruieren, die vermutlich um 1200 m über dem Hamâd liegt

Tabelle 5

Untergrenze der periglazialen Erscheinungen im Antilibanon und der Syrischen Wüste

Zone	φ n.d.Äqu.	o. von Gr.	rezent	fossil
Antilibanon	34°	36° 30'	1700 m	—
Ma'lula	33° 51'	36° 37'	1630 m	—
Nabk	34° 7'	36° 54'	1550 m W 1500 m O	—
Zbeidi	33° 47'	37° 3'	1350 m	—
Abu el-'Ata	33° 41'	36° 30'	—	850 m
Hfeir	34° 7'	37° 17'	—	850 m
Dhmer	33° 45'	36° 38'	—	830 m
Khnezir	34° 17'	37° 43'	—	800 m
El-Buttmijat	33° 50'	37° 23'	—	790 m
Hajan	34° 30'	38° 9'	—	650 m

(Abb. 18). Das Absinken dieser rezenten Periglazialuntergrenze gegen SO ist verständlich, weil die Kontinentalität in dieser Richtung zunimmt und dementsprechend mit der Frostwechselhäufigkeit auch die Frostverwitterung und frostdynamische Bodenbildungen. Im Arbeitsgebiet kommen rezente Periglazialformen mit zunehmender Kontinentalität bzw. Entfernung vom Meer in tieferen Lagen vor. Die Untergrenze der Periglazialerscheinungen sinkt also mit zunehmender Kontinentalität ab, wie es J. HÖVERMANN (1954, S. 108) bereits vermutet hatte. Die beweisenden Feldbeobachtungen im Arbeitsgebiet sind in der nachfolgenden Tabelle zusammengestellt.

Die Tabelle zeigt, daß rezente Erscheinungen in den höheren Stufen über 1350 m bzw. 1700 m vorkommen, während fossile Erscheinungen nicht tiefer als in 650—850 m auftreten. Die direkte Feststellung der Untergrenze der rezenten und fossilen Periglazialerscheinungen an einer Stelle und dementsprechend der Depression der Periglazialphänomene war nicht möglich, weil entweder die Höhe der Bergzüge für rezente Erscheinungen nicht zureichend ist oder Aufschüttungen die fossilen Erscheinungen überdeckt haben. Aus diesem Grund wurde die Depression durch Extrapolation beider Grenzlinien zu 750 m im WNW und 850 m im OSO ermittelt (Abb. 18).

C. Fluviatile Formen

Die durch fließendes Wasser entstandenen Formen erscheinen auf den ersten Blick als fossile Formen früherer feuchterer Zeiten, in denen ein periodischer oder sogar kontinuierlicher Abfluß die heute trockenen tiefen Täler im NW-Teil des Arbeitsgebietes und die breiten Uadis der Wüste geschaffen hat. Heute sind nur drei Täler im ganzen Arbeitsgebiet vorhanden, die eine kontinuierliche, wenn auch im Sommer sehr kümmerliche, Wasserführung haben, nämlich el-A'uadj und Barada im Damaskus-Becken und Uadi el-Mdjar in der el-Qalamun- und 'Assal el Uard-Mulde. Die kurzen Regenzeiten oder episodischen Niederschläge bringen zwar nur für kurze Zeit oberirdischen Abfluß hervor. Die Erosionswirkung des Wassers ist aber heftig und folgenreich. Im Zusammenhang mit den Erosionsformen stehen korrelate Ablagerungen, die sich am Rande der Gebirge als Schutthalden Schuttkegel und formlose Schuttmassen, in den abflußlosen Becken als feinkörnige Sedimente und in den Uadis und Tälern als Akkumulationen im Talgrund zeigen. Die Ablagerungsmassen, selbst ihre Kornzusammensetzung und Schichtung, ihr Verfestigungsgrad und ihre Mächtigkeit sowie ihre Formen, besonders die Terrassenbildungen, sind Gegenstand der klimatisch-morphologischen Analyse, da sie fast ausschließlich von den klimatischen Verhältnissen früherer Zeiten und der Gegenwart abhängen.

1. Erosionsformen

Die linearen Erosionsformen werden in dieser Arbeit in zwei Gruppen eingeteilt:

a) Taltypen des feuchten Westens und Nordwestens,

b) Uaditypen des trockenen Ostens und Südostens.

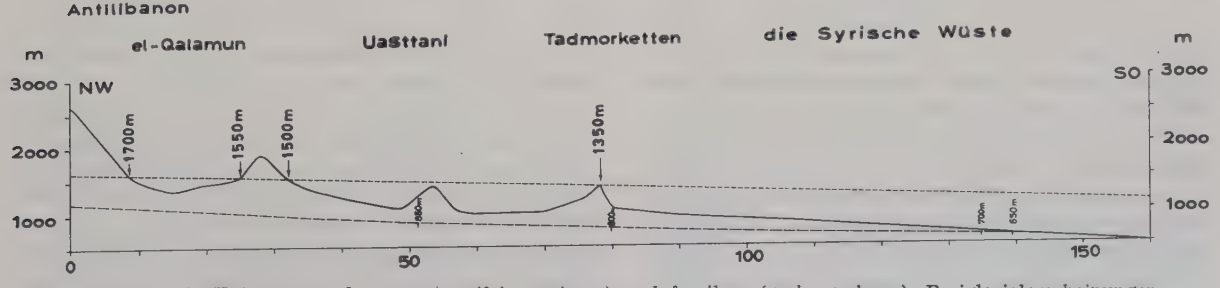


Abb. 18. Die Untergrenze der rezenten (fein gerissen) und fossilen (grob gerissen) Periglazialerscheinungen vom Antilibanon bis zur Syrischen Wüste.

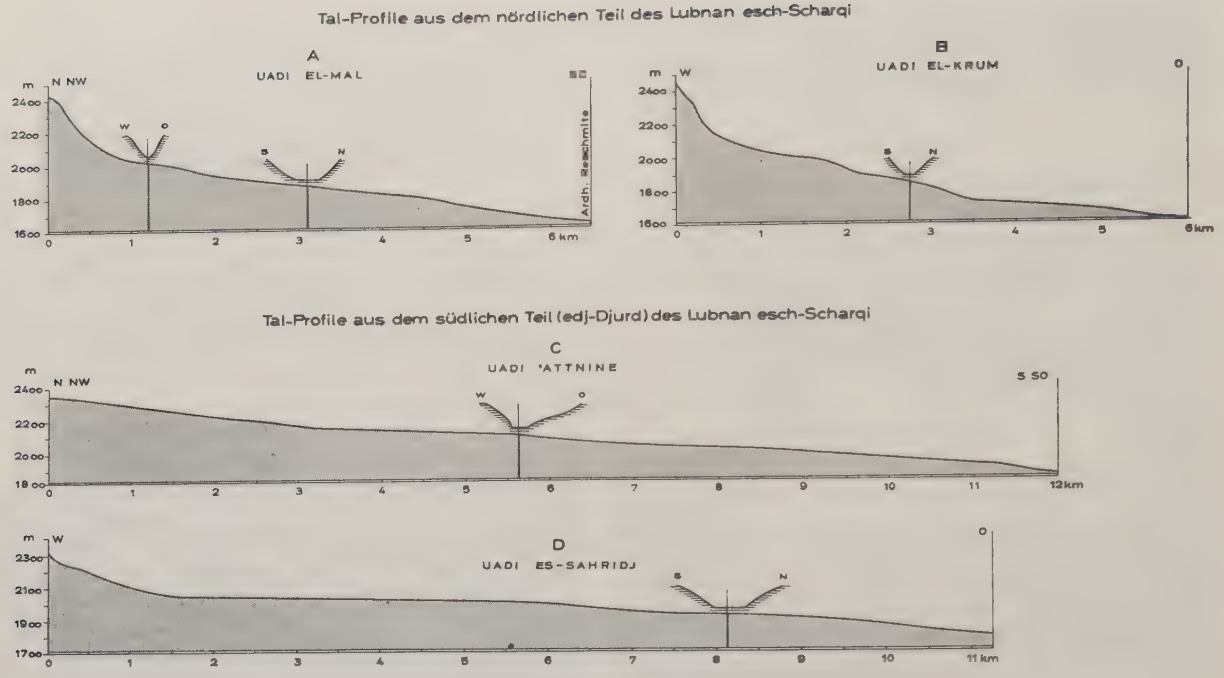


Abb. 19. Tallängsprofile und Querschnitte aus dem Antilibanon.

a) Die erste Gruppe charakterisiert Gebirgsgebiete von den Tadmorketten bis zum Antilibanon.

Im Antilibanon und el-Qalamun sind bei konsequenter Entwässerung die Täler vor allem in den Oberläufen und den oberen Teilen der Mittelläufe meistens kerbtalförmig. Schuttmassen fehlen oder treten zurück, ein ebener Talboden ist kaum entwickelt. Daraus geht hervor, daß die Seitenerosion im Vergleich zur Tiefenerosion schwach ist.

Eine kräftige Tiefenerosion im Oberlauf ist unter den heutigen Klimabedingungen nicht zu erwarten. Die Wassermenge, die oberflächlich fließt und erodiert, ist relativ gering und trotz der Steilheit des Gefälles nicht sehr aktiv, weil der Niederschlag im Winter zum größten Teil als Schnee fällt und der Abfluß so verzögert wird. Im Frühjahr ist die Menge des fließenden Schmelzwassers geringer als die ursprüngliche Schneemenge, denn ein großer Teil davon ist verdunstet oder im Untergrund versickert und tritt im Oberlaufbereich nicht mehr zutage.

Während des Sommers liegt das ganze Talbett vollkommen trocken; es herrscht die Verwitterung. Lineare Erosion kommt zustande, wenn heftige Regengüsse oder rascher Temperaturanstieg im Frühjahr, der zur Schneeschmelze führt, die trockenen Täler mit Wildbächen füllen.

Der Schutt in den Oberläufen (ausgenommen die Täler, in deren Oberläufen sich Kare befinden) bildet eine relativ dünne Decke von feinem, eckigem Material. Im Winter, wenn die Täler Wasser führen, wird der Schutt weiter talab transportiert, jedoch erreicht das eckige Material das Geröllstadium in diesem Bereich nicht. Im Oberlauf wandern Solifluktions-Schuttdecken oder Schuttadern in den Rinnsälen, Seitentälern und Dellen talwärts. Trotzdem ist hier weniger Schutt vorhanden als im Mittellauf, der vom Ausgang des Tales aus der Bergzone bis zum Rand des el-Qalamun vorwiegend durch grobes Material gekennzeichnet wird.

Der Querschnitt zeigt im Oberlauf der Täler zwei Formen:

1. Kerbtalform in den relativ kleinen Tälern.
2. Sohlen- bis Muldentalform in den größeren Tälern.

Bei den Sohlen-Muldentaltypen ist das Hangprofil überwiegend konkav. Der Wendepunkt von konkav zu konvex liegt im oberen Abschnitt des Oberlaufes näher zum Talgrund hin als im unteren. Der Oberlauf der Täler, insbesondere Wadi el-Krum, Mar Tobja, el-A'uadj, el-Fatli u. a., hat ein konkaves Längsprofil, dessen Steilheit talaufwärts zunimmt (Abb. 19). Er geht mit einer oder sogar zwei Gefällsbrüchen zum Mittellauf über. Diese Schwellen werden deutlicher, wenn das betreffende Tal früher unter glazialen oder nivalen Einflüssen stand (vgl. Abb. 15 und 19 A,B).

Das Mittellaufgefälle ist in allen Tälern immer noch steil. Es beträgt 2—3 %. Der Querschnitt des Mittellaufs wird in den großen Tälern zu einem Sohlental mit zunehmender Breite, so z. B. in den Tälern von el-Fatli, el-Mal, Mar-Tobja u. a. m. Die Talhänge mit ihren Gerinnen führen in diesen Abschnitten mehr Gesteinstrümmer und Schutt zu, als im Oberlauf.

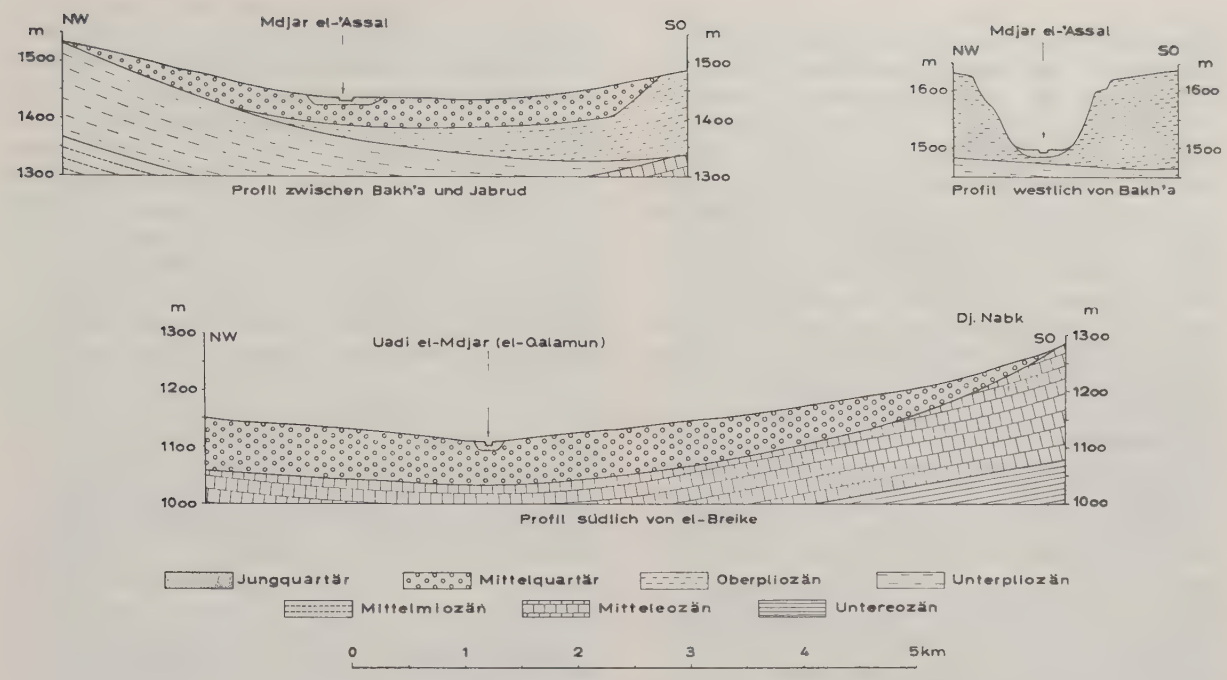


Abb. 20. Profile durch die 'Assal el-Uard und el-Mdjar (el-Qalamun) Mulde.

Der Mittellauf zeigt in den Austrittspunkten der Täler zur Fußebene des Antilibanons die rezenten erosiven Wirkungen deutlich und meßbar: in pluvialzeitliche Aufschüttungen haben die Flüsse ihre Betten 3—7 m tief eingeschnitten. Diese Einschnitte in den Verschüttungskörper haben am Fuß des Berges steilere Kanten als im Osten an ihrer Mündung in das el-Mdjar-Tal. Zwischen dem Bergrand und der el-Mdjar-Mulde folgen die Wildwasser zuerst der Haupttallinie, aber schon in Entfernungen von 3—4 km vom Bergrand ist das Talnetz in mehrere Fließrinnen gespalten, deren Verlauf sich von Jahr zu Jahr und sogar von einem Regenguß zum anderen verlegt. Diese Verlagerung ist nicht nur durch die Abdachung bedingt, sondern auch durch wechselnde Schuttzufuhr und unterschiedlichen Abfluß. Vor Schichtstufen und Schichtkämmen vereinigen sich Täler und Bäche in spitzem Winkel und durchbrechen die Erhebung in Form eines Uadis. Nach dieser Engtalstrecke entsteht ein neuer, aber kleinerer Schwemmkegel. Solche Aufschüttungsformen sind westlich von Qara, Der Attije und en-Nabk zu finden. Bei ungehindertem Verlauf der Täler bis zur el-Mdjar-Mulde sind die Schwemmfächer breit und weit ausgedehnt, z. B. nordwestlich en-Nabk. Uadi el-Mdjar selbst bildet die Sammellinie aller Täler des Qalamun-Gebietes und ist mit gut gerundeten Schottermassen gefüllt, die auf eine vorzeitlich kontinuierliche Wasserführung, sogar auf einen bedeutenden Fluß hindeuten. Das rezente Flußbett ist 3—6 m tief in diesen Schottermassen eingeschnitten (Abb. 20). An vielen Stellen erreicht der Einschnitt ältere Aufschüttungen — älter als Jungquartär — und sogar das anstehende Gestein.

Die Täler am W-Hang des Dj. en-Nabk-Schamali ähneln denen am Bergrand des Antilibanon, sie sind aber kürzer und steiler. Am O-Hang dieses Bergzuges haben die zahlreichen Täler und Rinnen offenbar eine relativ bedeutende Seitenerosion ausgeübt, deren summierte Wirkung dem Hang des Berges ein konkaves Profil gab. Die Täler sind felsig und schluchtartig im Oberlauf. Die Mittel- und Unterläufe sind flacher, vor allem in Pleistozänablagerungen, eingeschnitten. Die Einschnitte enden entweder in Sabkhet Djerud oder in der Schwemmebene von el-Qarjatein.

Als Sonderfall der Täler des Westens sind die durch Verkarstung beeinflußten Täler des südlichen Teiles des Antilibanons, edj-Djurd, zu erwähnen. Längsprofile und Querschnitte zeigen, wie wenig die Landformen hier durch die Verkarstung beeinflußt sind. Die Längsprofile des Uadi 'Attnine und es-Sahridj (Abb. 19 C, D) weisen wie alle anderen tief und weit in die Hochebene einschneidenden Täler ein recht regelmäßiges Gefälle auf. Der Oberlauf, dessen Anfang in den meisten Tälern steil ist, geht fast ohne Gefällsänderung in den Mittellauf über. Der Querschnitt zeigt ein kastenförmiges Tal mit steilen hohen Hängen, an vielen Stellen sogar schlucht- oder canonartige Formen. Im Oberlauf mancher Täler sind die Hänge stärker abgeschrägt und entsprechen einem engen Kerbtal. Talabwärts jedoch hält die Hangentwicklung nicht mit der Erosion Schritt. Bei verstärkter Seitenerosion entsteht in allen Tälern des edj-

Djurd ein tief eingeschnittenes Sohlental mit steilen felsigen Wänden und flachem Talboden. Weiter zur Kante des Plateaus hin sägen sich die Täler in die Schichttafeln ein; im Querprofil erscheinen hier gestufte, canonartige Schluchtformen. Im Uadi es-Sahridj und el-Haua sind die steilen Talhänge 30—50 m hoch, in Uadi 'Attnine zwischen Dj. Nabi Baruh und dem edj-Djurd haben die Schluchten eine Höhe von 250-300 m. Die Nebentäler sind auch durch Steilhänge charakterisiert, besonders an ihrer Mündung ins Haupttal. Die Talsohle wird in allen diesen tiefen Tälern im Winter in voller Breite vom Wildbachwasser durchflossen. Die Seitenerosion, die intensiver als die Tiefenerosion wirkt, ist hier wie in ähnlichen Karstgebieten die vorherrschende Erosionsform. Andere Täler im edj-Djurd südlich vom Dj. Lemnar enden nach kurzem oberflächlichem Verlauf in einer Flußschwinde, so daß das periodisch fließende Wasser unterirdisch fortgeleitet wird. Das unterirdische Wasser tritt in den Uadis, wie im Uadi et-Dura oder am Rand der Hochebene, als kleine Karstquellen wieder an die Oberfläche.

Die Täler des Uasttani-Gebietes haben die Landschaft stark gegliedert und sich in den überwiegend weichen Gesteinsschichtteilen tief eingeschnitten. Sie verlaufen im allgemeinen WSW-ONO, d. h. parallel zum Hauptstreichen im Oberlauf, jedoch in kurzen WNW-OSO-Laufstücken um die Erhebungen und Bergzüge herum. Uadi el-'Assafir bildet zwischen er-Ruheibe und Dhmer das bedeutendste Durchbruchstal. Es schneidet alle Schichten im tiefen Tal, dessen Boden mit gut gerundeten Schottern gefüllt ist und in den Schwemmkegeln des Dhmer ausläuft (Bild 15). Seitlich von er-Ruheibe sind zwei quar-

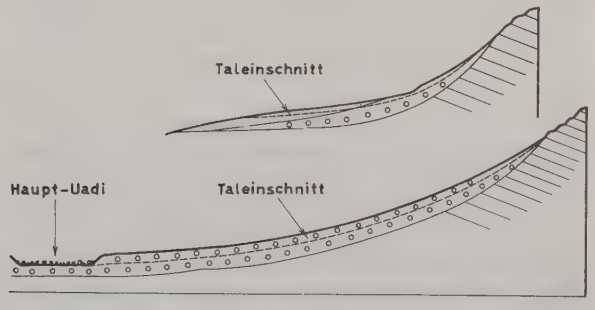


Abb. 21. Schematische Tallängsprofile am S-Hang des Dj. Nassrani und Dj. Ghattus.

täre Terrassen zu verfolgen. Das Tal muß also älter sein als die in ihm liegenden quartären Schotter; es dürfte unter feuchteren präquartären Klimaverhältnissen entstanden sein.

In den Tadmorketten ist die SO-Abdachung durch wenige Täler zerschnitten, deren oberer Teil (3—7 m) felsig ist. Der restliche Einschnitt ist (im Oberlauf) kerbtalförmig. 80 % der Täler haben auch ein durch den Härteunterschied der Schichten bedingtes gestuftes Gefälle. Erst in den quartären Ablagerungen gewinnen sie ein kontinuierlich-konkaves Profil. Hier, im Mittellauf, führen sie einen wenig gerundeten Schutt. Die Einschnitte in den Unterläufen der Uadis und Regenschluchten zeigen die Wirkung der postpluvialen linearen Erosion an. Die jungen Talaufschüttungen sowie die Schuttkegel, die aus diesen Einschnitten hervorgehen, sind durch ihr besser abgerundetes Material und die helle Farbe der Schuttkegel von den pluvialen rötlichen festeren Massen aus eckigerem Schutt zu unterscheiden. Querprofile der Uadis am SO-Hang der Tadmorketten zeigen deutlich, daß ihre Aufschüttungen zu zerschnittenen pleistozänen Flächen gehören, die sich als Terrassen in viele Täler, vor allem in den Mittelläufen, hineinziehen. Meistens treten die Terrassen nur streckenweise auf und verschmelzen talabwärts mit dem Talboden und dem Schuttkegel. Deswegen ist es schwierig, sie zu verfolgen (Bild 16). Form und Mächtigkeit der Aufschüttungen solcher Täler korrespondieren mit der Tallänge und dem Längsprofil. In den kleineren Tälern ist der Einschnitt in den pluvialen Schuttkörper kurz und tief und führt zu einem verhältnismäßig großen Schuttkegel. In den größeren und längeren Tälern reicht der Einschnitt bis zum Haupttal oder bis zur Erosionsbasis (Abb. 21). In vielen Fällen sind die Täler, vor allem die kleinen, kürzer als der Berghang selbst, besonders am SO-Hang, was als charakteristisches Phänomen arider und semiarider Gebiete gilt (u. a. W. M. DAVIS, Jour. of Geology 1905, XIII p. 381—407).

Am NW-Hang der Tadmorketten sind die wasserführenden Täler und Bäche zahlreicher und länger als am SO-Hang. Einige Beispiele dafür werden hier behandelt.

Uadi el-Barde, dessen Einzugsgebiet südlich der Tadmorketten liegt, erreicht nach ca. 30 km eine Durchbruchsstelle zwischen Dj. el-Barde und Dj. Khnezir, wo die Römer eine 18,5 m hohe und 365 m lange Talsperre bauten. Das Talprofil ist durch den Damm (Sadd el-Barde) und den kleinen Stausee (Bild 17) unterbrochen. Das Wasser sedimentierte seine Fracht, Sand- und Tonmaterial, und binnen ca. 1300 Jahren erreichten diese Ablagerungen eine Mächtigkeit von 8—9 m und eine Ausdehnung von 1550 × 800 m. Vor ungefähr 700 Jahren brach der Damm an manchen Stellen. Die Wirkung der Tiefenerosion war sehr stark und erreichte die anstehenden Gesteine. 1953 wurde der Damm wieder aufgebaut. In der Zeit der vorhergehenden Jahrzehnte lagerten sich wieder Feinmaterialien ab und erreichten binnen 10 Jahren eine Mächtigkeit von ca. 2 m. Obwohl keine ganz genauen Daten des Dammbruchs vorliegen, kann man in einer Zeitspanne von etwa 700 Jahren und einer Tiefe von 9 m die Tiefenerosion hinreichend genau zu fast 1 ½ m pro Jahrhundert angeben. Die Bedeutung der Schutt-Transporte in den Flüssen zeigen

nach dem Wiederaufbau abgelagerte Aufschüttungen. Hinter dem Damm verläuft der Uadi nach N und schneidet sein Bett in Quartärablagerungen einer Oberterrasse und einer 1—2 m tieferen Niederterrasse ein. Das heutige Talbett ist 1,5—2 m tief in die gut geschichteten und gerundeten Gerölle, Kiese sowie in Lehm-, Ton- u. Sandablagerungen eingesägt. Die Talsohle ist 10 bis 20 m breit (Abb. 22). Ein ähnliches Bild bietet Uadi el-Kebir, westlich von el-Khudhrijat. Seine Terrassen unterscheiden sich von denen des Uadi el-Barde durch zwei Kalkkrusten. Die erste Kruste überzieht mit einer Mächtigkeit von 50

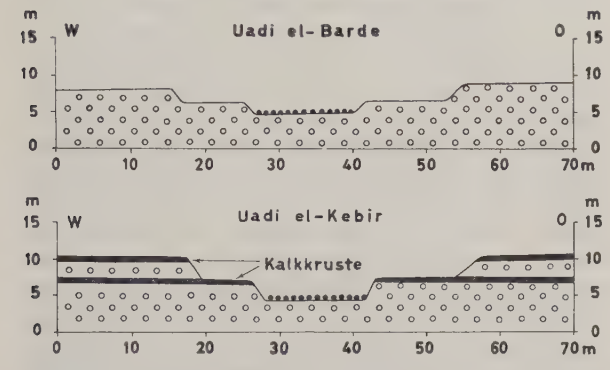


Abb. 22. Querschnitt durch Uadi el-Barde und Uadi el-Kebir nördlich von Dj. el-Barde.

cm die Oberterrasse. Die zweite Kruste liegt unter 2 m dicken Geröll- und Kiesablagerungen und ist stellenweise freigelegt, so daß sie dann ähnlich der Niederterrasse in Erscheinung tritt. Diese Kruste ist 30—50 cm dick und infolge ihrer Durchfeuchtung relativ weicher als die obere Kruste, die einen harten, verfestigten, an der Oberfläche verwitterten Panzer bildet. Die Entstehung der Terrassen und Bildung der Krusten ist ohne Zweifel auf klimatische Änderungen im Pluvial und Postpluvial zurückzuführen. Die untere Kruste stammt vermutlich aus einer interpluvialen Zeit vor dem letzten Pluvial, deren Aufschüttungen diese Kruste bedeckt haben, die ihrerseits wiederum von der oberen Kruste im Postpluvial überzogen wurden.

Die Uadis am NW-Hang der Tadmorketten zeigen in der ed-Dau-Senke verschiedene Formen; teilweise sind sie breit (15—40 m) mit flach ausgedehnten Hängen (u. a. Uadi Ttuale, Erzeq und Ramel), teilweise haben sie eine Breite von 5—10 m und Tiefe von 1—2 m mit steilen Kanten (u. a. Uadi el-Maschquqa, Sahle und Ghazu). In den meisten Uadis sind zwei Terrassen festzustellen. Oberhalb einer Höhe von 700 m ü. M. schneiden die Täler des NW-Hanges ihre Läufe in anstehendes Gestein ein, darunter in Quartärablagerungen.

Am Fuß der beiden Hänge der Tadmorketten, wo die Abdachung zwischen 3—15° schwankt, ist der Schuttkörper von zahlreichen zopfartig verflochtenen Wasserrinnen durchzogen. Die Geröll- oder Schuttorientierung in den Mittelläufen weist auf raschen Transport und Schichtfluten hin. Die mehr als 4 cm großen Schuttstücke zeigen eine Dachziegellagerung, in der die Köpfe der Stücke talabwärts gerichtet hervortreten und mit 30° gegen die Fließrichtung einfallen. Die Schutt- und Geröll-Längsachsen stehen senkrecht zur Fließrichtung (Bild 18). Derartige Stellung und Orientierung der Uadiaufschüttungen kommen nur vor, wenn das Uadibett episodisch rasch von großen Wassermassen gefüllt wird, die einen schnellen Transport verursachen, aber auch wieder plötzlich versiegen. Diese Erscheinung ist nicht nur in den rezenten Talbettaufschüttungen zu sehen, sondern auch an den steil eingeschnittenen Uadikanten in den Quartärablagerungen, was auf ähnliche Wirkung des Wassers auf die Schuttmassen im Pluvial hindeutet.

b) Uaditypen des trockenen Ost-Südostens

Diese Uadis des Tafellandes der Syrischen Wüste sind länger und breiter als die Täler des NW-Gebietes, jedoch weniger zahlreich und zugleich flacher. Die Uadis, die aus den umgebenden höheren Bereichen der Tadmorketten, des Dj. et-Tanf und des Basaltplateaus zur Wüste hinfließen, enden meistens am Rande des Wüsteninnern, weil die Regenwassermenge nicht ausreicht. Zudem ist die Neigung der Oberfläche ganz schwach und ermöglicht keinen schnellen oberflächlichen Abfluß. Es sollten daher Uadis, die den Kern erreichten oder die Wüste durchschnitten, eine bedeutendere Wasserführung gehabt haben, als sie unter den heutigen klimatischen Verhältnissen möglich ist. Daraus ergibt sich, daß die Uadis der Wüste vorzeitliche Formen sind. Man kann die Uadis in zwei Gruppen einteilen, die durch die Reliefgestaltung und die Lage der Wasserscheide bedingt sind. Die Uadis der ersten Gruppe enden im Bekken von Tadmor, die der zweiten in verschiedenen großen oder kleineren Khabras.

Uadi el-Lueize verläuft von WSW nach ONO zwischen Dj. Labtar im N und Sueninat Amre Dhahr Sauanet el-Hamra im S. Der Bereich der Ablagerungen des Uadis ist sehr breit (1,5—4 km), aber die episodisch wasserführenden Wasserläufe selbst haben nur eine Breite von 20—35 m. Abbildung 23 zeigt einen Querschnitt durch den Mittellauf des Uadis mit den Pleistozänablagerungen, in denen 1—2 m hohe Terrassen an beiden Talkanten erkennbar sind. 300—500 m entfernt von dieser Kante steigt das Profil im S 10—30 m steil auf und bildet eine Landstufe, die in den Feuersteinbändern und Kalkschichten entstanden ist. Im N steigt das Gehänge sanft an. Der Talboden ist meistens von Lehm, Ton, Sand, Kies und Geröll bedeckt. Am Ausgang zum Tad-

morbecken wird der Talboden reicher an feineren Materialien und an Gips. Die Oberfläche der Terrassen ist mit einer Decke von Geröll, Kies und wenig abgerundetem Schutt überzogen, deren Stückengröße 1—3 cm beträgt; sie liegen meistens auf einer trockenen, relativ harten, 0,5 bis 1 cm mächtigen Tonschicht.

Ein anderer bedeutender Uadi im Tadmorbekkenraum ist Uadi el-Mleike, der die nord- und nordöstliche Fortsetzung des Uadi el-'Alijanije

Abb. 23. Querschnitt durch den Mittellauf des Uadi el-Lueize.

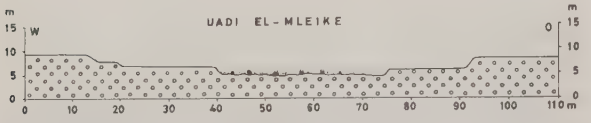


Abb. 24. Querschnitt des Mittellaufes von Uadi el-Mleike mit den zwei Terrassen.

bildet. Uadi el-Mleike schneidet in die Jung- und Mittelquartärablagerungen ein, besonders in seinem Mittellauf nördlich Bir Sukkari el-Frei. Der rezente Einschnitt ist steil, 1—1,7 m tief und 30—70 m breit. Sein Boden ist mit feinem Material, Kies und Geröll bedeckt. Die zerschnittenen Ablagerungen bestehen aus deutlich und gut geschichteten, verfestigten, gut gerundeten Geröllen, Kiesen, Tonen und Lehmen. Unterschneidungshohlkehlen zeigen bedeutende Seitenerosion an. Der Rundungsgrad der Gerölle weist auf feuchteres Klima während der Sedimentation in der Pluvialzeit hin. Die Verfestigung des Schotterkörpers beweist jedoch eine spätere Trockenzeit (im Postpluvial). Das Querprofil des Uadi el-Mleike zeigt zwei Terrassen, zwischen denen an manchen Stellen ein Zwischenniveau auftritt. Die Niederterrasse liegt 2—3 m unter der Oberterrasse und hat eine wechselnde Breite von 10—30 m an beiden Seiten des Uadis. Die Oberterrasse, die offenbar älter als die letzte Pluvialzeit ist, schließt sich an die Oberfläche des südlichen Teils des Tadmorbeckens an (Abb. 24 und Bild 19). Weiter nach S im Fledje-Rummane-Tanf-Gebiet gibt es nur drei Uadis, nämlich Uadi Sch'ib el-Ghazal, Uadi Solt und Uadi et-Tanf. Uadi Sch'ib el-Ghazal ist im Oberlauf und sogar im Mittellauf nur an dem hellen Feinmaterial und an dem Pflanzenwuchs zu erkennen; die Hänge sind wegen ihrer sehr schwachen Neigung kaum zu bemerken. Erst in seinem Unterlauf schneidet der Uadi (in horizontale Obereozänschichten) 8—10 m tief ein und bekommt steile Hänge. In die 1 km breite ebene Uadi-Sohle des Unterlaufs ist ein rezentes 10—30 m breites Talbett nur ganz wenig eingeschnitten. Das Längsprofil zeigt ein gleichsinniges Gefälle. Khabret und Sch'ib el-Maschquqa, die die Erosionsbasis des Sch'ib el-Ghazal darstellen, bilden ein mit Jungquartär-Seeablagerungen gefülltes Becken, was wiederum auf ein regenreiches Klima im Jungquartär hindeutet. Uadi Solt ist ähnlich dem Sch'ib el-Ghazal.

Uadi et-Tanf unterscheidet sich von den obigen Uadis durch seine zahlreichen Seitentäler, die tief in die Dj. et-Tanf-Erhebung einschneiden. Die Talsohle ist im Ober- und Mittellauf 100—300 m und im Unterlauf 100—200 m breit. Das Talbett besteht aus Geröll und harten Sanden und Lehmen, die die Fließrichtung des episodischen Gewässers durch talauf gerichtete, sichelförmige Bögen angeben. 30 % des Talbettes sind mit Triebsand bedeckt. Die Uadihänge sind stark denudiert und bilden keine steilen Kanten. Der Unterlauf ist im Vergleich zu dem Ober- und Mittellauf reicher an Geröll und Lehm. Die jungquartären Talaufschüttungen bilden hier, über einem vermutlich am Ende der letzten Pluvialzeit und im Postpluvial eingeschnittenen Flußbett, 4—6 m tief und 40—70 m breit, eine ausgeprägte Terrasse. Der Uadi mündet ,wie Uadi Sch'ib el-Ghazal, in eine 5 km breite Mulde, die mit Jungquartär-Ablagerungen gefüllt ist und sich an die Khabret et-Tanf anschließt. Die Uadis des Wüstenkernes ähneln in ihrem Typ den beiden Uadis Sch'ib el-Ghazal und et-Tanf. In den Ober- und Mittelläufen der Uadi Sab'a Biar, Hail, el-Bueb und el-Mdesisat sind Querschnitte und Talsohle ähnlich wie in Uadi et-Tanf. Erst im Unterlauf und im Unterteil des Mittellaufes werden die Uadis der Wüste breiter und verlieren mit den steilen Kanten auch ihren Charakter als Einschnitte. Man erkennt ihren Lauf am hellen feinen Talbettaufschüttungsmaterial und am Pflanzenwuchs. Fast alle Uadis der Wüste enden in kleinen oder großen Khabras, die wir mit den abflußlosen Becken behandeln werden.

2. Akkumulationsformen

Während im Oberlauf und im oberen Teil des Mittellaufs des Tales und Gerinnes Erosion vorherrscht, herrscht im Unterlauf Akkumulation. Mit Annäherung an die Erosionsbasis wird das Gefälle geringer und die Korngröße nimmt ab.

Die Akkumulationsformen direkt am Fuß des Antilibanons beschränken sich auf kleine Schutthalden mit einem Böschungswinkel von etwa 27—35° und auf einen relativ dünnen Talboden (20—80 cm im Mittellauf der Täler). Weiter nach O schließen Schwemm- und Schuttkegel an die Schutthalden an, die zusammen eine Schuttzone bilden. Diese Schuttzone ist im N besser entwikkelt und umfangreicher als im S. Während am Westrand der Assal el-Uard-Mulde nur kleinere,

vereinzelte Schwemm- und Schuttfächer vorkommen, überdecken sie im N, westlich der en-Nabk (el-Mdjar)-Mulde den gesamten Bereich der Fußebene. Der Böschungswinkel beträgt bis über 20°. Die gesamte wellige, nach O abfallende Aufschüttungsfläche setzt sich aus kleineren und größeren, sich in spitzen Winkeln treffenden Schwemm- und Schuttkegeln zusammen. Das Verschüttungsmaterial besteht vor allem aus Geröll und Kies sowie feineren Materialien. Daneben ist der mit kurzem Transportweg zugeführte Gesteinsschutt durch seine eckige Form erkennbar. Der gesamte Akkumulationskörper ist mehr oder weniger verfestigt und bildet eine konglomeratische Decke. Diese Verfestigung ist im N stärker und schließt sich sogar zu einer 20—40 cm mächtigen verkitteten Decke zusammen, die östlich von Dj. Djumrah den Verschüttungskörper in Form einer 30—50 cm dicken ausgedehnten Kalkkruste gegen die Abtragung schützt. Im SW, in der Assal el-Uard-Mulde, fehlen die Krusten und das steilere Relief ist engräumiger zerschnitten. Am Ostrand der Nabk-Mulde sind die Aufschüttungen nicht so verbreitet wie im W; das gilt auch für die Assal-Mulde, weil das Uadi el-Mdjar nahe dem Dj. en-Nabk verläuft und das Material nach N fortführt.

Aus der Beschaffenheit und Mächtigkeit des Materials, der Verfestigung bis zur Bildung einer fest verkitteten Kruste sowie aus dem rezenten Einschnitt des Uadi el-Mdjar (in en-Nabk und Assal-Mulden, Abb. 20) kann man ableiten, daß diese Ablagerungen fossile Formen sind. Unter welchen Bedingungen die Wechsel von Aufschüttung und Einschneidung zustande kommen, ist eine klimageomorphologische Frage, die jede tektonische Erklärung für den wiederholten Wechsel ausschließt. Dagegen bieten sich die Klimawechsel des Pleistozäns zur Erklärung an: Den Pluvial- bzw. Eiszeiten entspricht die Aufschüttung, den Interpluvialen bzw. Interglazialen die Tiefenerosion. Diese die Erosion bewirkende Zeit mußte einerseits trocken sein, um die Krustenbildung und die Verfestigung des lockeren Materials zu ermöglichen, andererseits heftige Regengüsse aufweisen, die die Einschnittbildung bewirken konnten.

Die Aufschüttungen dürften gleichzeitig mit der Vergletscherung der höheren Stufe des Antilibanons entstanden sein, während die Solifluktionszone weit nach unten verlagert war, so daß mehr Schutt in die Flußläufe gelangte als heute.

Am Rande fast aller großen abflußlosen Bekken und am Fuß der Bergketten kommen zahlreiche Schwemm- oder Schuttkegel vor. Am Fuße der SO-Flanke des Dj. en-Nebk-Schamali ist der Hang unterhalb einer Höhe von 1200 m mit einer Schuttzone versehen, die sich aus mehreren miteinander verschmolzenen Schwemm- und Schuttfächern des Jungquartärs zusammensetzt. Diese Zone, die durch zahlreiche Rinnen und Täler zerschnitten ist, dehnt sich von dem 50—75° steilen, schuttfreien Berghang bis zum Djerud-Becken aus. Die Neigung dieser Akkumulationsfläche beträgt 25° am Fuß des Berges und 15° am Rand des Beckens. Zwischen Berghang und Aufschüttungszone liegt ein scharfer Knick, den man auch in ähnlicher Weise am Rande der Tadmorketten und Uasttanibergzüge findet. Die Schuttzone am N-Hang der Tadmorketten bildet einen welligen Streifen zwischen dem Berg und der ed-Dau-Senke, die durch die vielen Uadis gegliedert ist. Ausgeprägte große Schwemmschuttkegel sind am SO-Fuß der Bergketten seltener zu finden. Die Ablagerungen bilden im el-Qarjatein-Gebiet, südwestlich des ed-Dau, eine breite, schwach (10—15°) geneigte, von breiten Tälern durchzogene Schwemmebene. Diese Ebene schließt sich nach NO an die steilere (bis 20°) Schuttzone der Tadmorketten an. Die Schuttzone hat bis zu einer Höhe von 850 bis 900 m eine Abdachung von 20° und besteht vor allem aus eckigem oder wenig abgerundetem Material. Darunter beträgt die Neigung 15—17° und der Aufschüttungskörper setzt sich aus Geröll, Kies und Feinmaterial zusammen. An der Oberfläche des höheren Bereichs der Schuttzone ist an vielen Stellen, vor allem auf den Schuttkegeln, eine Kalkkruste entwickelt, die oberflächlich wiederum in eine 8—12 cm dicke Steintrümmerdecke aufgelöst ist. Diese Trümmerdecke auf der 50—70 cm mächtigen Kalkkruste besteht aus dem mechanisch verwitterten Krustenmaterial oder aus frischem Schuttmaterial oder aus beiden zusammen. Beispiele dafür findet man am NW-Rand des Dj. Nassrani-Ghattus, Dj. el-Barde, Dj. Khnezir, Dj. Um-Djurn, Dj. Ttebaq und Dj. Hajan. Die Kalkkrustendekke ist am besten entwickelt am Fuß des Dj. Khnezir, wo sie die Oberfläche bis zu einer Höhe von 1000 m überzieht. Die Schuttkegel am NW-Hang der Tadmorketten befinden sich vor allem am Ausgang der bedeutendsten Uadis. Diese Oberfläche der Schuttzone unterhalb 850 m besteht aus wenig schwach abgerundetem Schutt, aber hauptsächlich aus Geröll, Kies und Sand. Von einer Höhe von 700—750 m ab herrscht in der Aufschüttungszone kleines Geröll, Kies, Sand und Ton vor. In den relativ höheren Bereichen beträgt dementsprechend die Größe der Geröll- und Kiesstücke 3— 5 cm und in den niedrigeren 0,5—1,5 cm. Dieses Pflaster von Geröll und Kies enthält Kalk, Dolomit, Sandstein und Feuerstein und bildet eine Kiessteppe, die von kleinen, 0,5—1 m langen Wanderdünen (Nebkas) stellenweise durchsetzt ist. Die Sanddünen und Sandflächen bedecken 5—7 % der gesamten Fläche zwischen Uadi Ttuale und Uadi Ramel und bestehen vorwiegend aus Kalksanden, wenig aus Quarzsanden. Nördlich Dj. Khnezir treten größere (bis 3 m lange) Dünen auf, die jedoch fest

und bewachsen sind. Es handelt sich hier um fossile Dünen am Rande der ed-Dau-Senke.

Diese Erscheinungen: Krustenbildung, Schuttkegel, fossile Dünen, vor allem aber die ungeheuren Massen des Schuttes sowie die Beschaffenheit des Materials, deuten wiederum auf ähnliche Klimawechsel hin, wie wir sie für die Erosions- und Akkumulationsformen des el-Qalamun und Antilibanon abgeleitet haben.

Am SO-Hang der Tadmorketten ist die Schuttzone zwischen Tadmorbecken und Damaskus-Saiqalbecken ziemlich schmal (bis 5 km). Am schönsten sind die Schwemmschuttkegel des Damaskusbeckens und Tadmorbeckens entwickelt. Die Schuttfläche am Fuß des Dj. Hajan zum Becken des Tadmor, mit einer Neigung von 4 bis 6 °, besteht aus lauter miteinander verschmolzenen Schuttkegeln. An der Oberfläche liegen unregelmäßig verteilt 30—50 cm große Blöcke, dazwischen kleine Blöcke und Ton. Die größeren Blöcke stecken zu etwa einem Viertel im feineren, verfestigten Schutt. Die herausragenden Dreiviertel sind meistens mit Flechten oder einer dünnen weißen Kalkrinde überzogen (Bild 20). Auf den dazwischenliegenden Flächen liegen auf einer trockenen, dünnen (2—4 mm) Tonrinde lockere, scharfkantige, 1—7 cm große Steinplatten, die ein Reg bilden. Die Kanten der Täler sind steil. Das Schuttprofil der Talkanten zeigt eine grobbeschichtete Schuttmasse (Bild 21).

Der Nord- und Westrand der Damaszene ist durch seine Schwemmschuttfächer charakterisiert. Der größte Schwemmkegel, der des Barada, dehnt sich von Damaskus bis zum Inneren der Damaszene aus. Auf einer Strecke von 17—20 km fällt die Oberfläche um etwa 60 m. Die Ablagerung besteht aus Kies, feinem Sand, Kalk und vor allem Ton und Lehm. Die rezenten Ablagerungen liegen auf älteren Seeablagerungen, die am östlichen Saum des Schwemmkegels zutage treten. Der Barada ist in diese Ablagerung mit zwei Terrassen eingeschnitten. Die Unterterrasse, die mit der Oberterrasse (7 km) östlich von Damaskus verschmilzt, zeigt gröberes Aufschüttungsmaterial einer früheren (regenreicheren) Pluvialzeit. Diese gröberen Materialien tauchen im Osten an der Grenze der el-Ghutta auf und bilden dort einen älteren Schwemmkegel, der größer und ausgedehnter als der spätere postpluviale Schwemmkegel ist. Direkt am Fuße des Berges sind die feinkörnigen Ablagerungen von kleinen Schuttkegeln aus grobem, eckigem bis schwach abgerundetem rezentem Schutt bedeckt. So zeigt das gesamte Bild zwei übereinanderliegende Schwemmkegel, die die älteren Seeablagerungen überdecken. Südlich davon hat der el-A'uadj-Fluß einen eigenen Schwemmkegel entwickelt. Er endet am Rand des Bahret el-Hedjane. Andere ähnliche Formen sind die Schutt-Schwemmkegel von Dhmer bzw. Uadi el-Assafir, Uadi Adra und Barze, dessen Material aus eckigem, wenig abgerundetem Material sowie aus Geröll, Kiesen, Sanden und Lehmen besteht. Die kleinen Schwemmfächer aus feinerem Material am Rande der Basaltstufe (Lohf) des Safa- und Ledja-Plateaus sind erstens Schwemmkegel, die aus Spalten und Klüften des Plateaus nach außen vorgeschüttet werden, zweitens Schwemmkegel der Uadis aus dem en-Nugra-Rücken im Stau vor der Stufe. Beide unterscheiden sich nur dadurch, daß die zweiten Formen an feinen Materialien reicher und größer sind.

D. Aride und semiaride Formen

1. Fußschrägflächen (Glacis)

In ariden und semiariden Gebieten ist die Arbeit des abfließenden Wassers periodisch oder episodisch. Obwohl der (unregelmäßige) Niederschlag in den südöstlichen Teilen des Arbeitsgebietes weniger als 100 mm beträgt (vgl. u. a. Tabelle 4 und Abb. 4) und das Grundwasser tief liegt[1]), ist bei lückenhafter Pflanzendecke die Arbeit des fließenden Wassers überall zu erkennen, vor allem in der Übergangszone von den Bergketten zur Wüste oder zu den großen Mulden. In diesen Bereichen, wo die Geländeabdachung die Abtragung begünstigt, füllt das plötzliche Regenwasser die Rinnsale und Uadis schnell, und auf der geneigten Oberfläche fließt das Wasser flächenhaft ab, da der Boden unfähig ist, diese Wassermassen aufzunehmen. Es entstehen so Schichtfluten, die Schwemm- und Schuttfächer bilden, aber im Zusammenwirken mit anderen Kräften auch Abtragungsflächen schaffen, die die anstehenden Gesteine schneiden. Derartige Flächen treten häufig im Arbeitsgebiet auf. Sie sind ein Charakteristikum der Tadmorketten und werden als **Fuß**schrägflächen bezeichnet.

Am nordwestlichen Berghang des Dj. en-Nabk sind zwei glattflächige, glatt geneigte (5—7 °) Fußschrägflächen (Glacis d'érosion) deutlich voneinander zu unterscheiden. Beide Fußschrägflächen sind im weicheren Kalk- und Mergelgestein der Oberkreide und des Untereozäns ausgebildet und dehnen sich bergauf bis an die steiler liegenden harten Schichten des Turon und Cenoman. Die Abtragungsfläche schneidet alle Schichtköpfe der Oberkreide und des Untereozäns, allerdings weisen diese keine so großen Härteunterschiede auf, wie sie zwischen ihnen und den Turonschichten bestehen. Die Schnittflächen bilden mit den abgeschnittenen Schichtköpfen, die ein Fallen von 17—20 ° haben, einen spitzen Winkel. Die höheren älteren Fußschrägflächen liegen etwa 15 m über den jüngeren; bei-

[1]) Das Grundwasser liegt um 280 m in Sab'a Biar, 214 m in Diret et-Tlul und unter 258 m in Zelaf und 344 m in et-Tanf, nach CH. SAFADIs Tabelle für die Brunnen der Wüste, Damaskus 1962.

de liegen zwischen 1300 und 1350 m ü. M. An ihrem äußersten Ende zur el-Mdjar-Mulde hin gehen beide ineinander über und verschwinden in den Verschüttungen der Mulde.

Die obere Fußschrägfläche wird durch eine verfestigte, zum Teil verkrustete Akkumulationsdecke gekennzeichnet. Die Decke hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1—2,5 m und besteht aus Geröll, Kies und Feinmaterialien sowie abgerundetem Schutt. Sie bilden eine konglomeratische Schicht, deren Oberfläche heute verwittert ist. Die untere Fußschrägfläche hat sich auf Kosten der höheren Fläche ausgedehnt. Die Täler, die die alte Fußschrägfläche tief zerschnitten, griffen später die Talhänge an und erodierten seitlich. Die Wirkung der Seitenerosion in den Tälern und die Wirkung der Schichtfluten war erheblich; die durch Rückverlegung der Talhänge neu gebildete jüngere Fußschrägfläche wird heute von periodischen Wasserläufen durchzogen. Auch die jüngere Fußschrägfläche ist mit einem Schleier von (bis 0,5 m) Akkumulationsmaterial überzogen; das Material ist jedoch nicht so verfestigt wie das der älteren Fläche; zudem ist auch die Neigung der jüngeren Fläche geringer (3—5°).

Am S-Hang des Dj. Abu el-Haznan, nördlich von Dhmer, dessen Schichten nach N fallen, ist eine sehr gut entwickelte Fußschrägfläche in dem weichen Mergel- und Kreidekalkstein des Paleozäns zu finden. Sie ist von zahlreichen Wasserläufen zerkerbt und in langgestreckte flache Rücken gegliedert (Bild 22). Sie erstreckt sich zwischen 780—830 m mit einer Abdachung von 13° vom Bergfuß zu einem Nebental des Uadi el-Assafir hin. Die Kerbtäler sind 5—10 m tief, die Seitenerosion ist nicht weit fortgeschritten.

Die Fußschrägflächen sind eine verbreitete Erscheinung in den weicheren Schichten des Paläogen und der Oberkreide, die im Kontakt mit harten, chevronbildenden Turonschichten stehen. Sie kommen häufig in ein, zwei oder drei Stockwerken vor. Im Dj. Ghattus kann man drei solche Flächen verfolgen. Die oberste liegt in einer Höhe von 800—820 m; sie zeichnet sich durch eine 3—4 m mächtige, verkittete Akkumulationsdecke aus. 9—13 m tiefer liegt die mittlere Fußschrägfläche mit einer 2—3 m dicken Akkumulationsschicht. Am Rande des Dj. el-Barde ist nur eine Fußschrägfläche zwischen dem Berg und der Schichtstufe des el-Khudhrijat vorhanden. Der nordöstliche Teil der Fläche zwischen Uadi el-Barde und Uadi Kharbaqa ist sehr stark gekerbt. Im Dj. Khnezir kommen die Fußschrägflächen nicht nur an den NW-Hängen vor, sondern auch am S-Hang. Sie bilden am NW-Hang zwei Niveaus mit einer Höhendifferenz von 10—15 m. Die höhere Fußschrägfläche liegt um 800—825 m und hat eine Neigung von 8—10°. Die Oberfläche ist von einer 30—40 cm mächtigen Kalkkruste auf einer 2—4 m dicken verfestigten Akkumulationsdecke überzogen (Bild 24). Die tiefere Fußschrägfläche hat eine dicke Akkumulationsdecke und eine Neigung von 5—7°. Am S-Hang dehnen sich ebenfalls zwei Fußschrägflächen aus. Die ältere mit einer 50—70 cm mächtigen harten Kalkkruste, deren Oberfläche stark verwittert ist, hat eine Neigung von 3—5°. 18 bis 20 m tiefer liegt die zweite Fußschrägfläche mit einer 3—5 m dicken konglomeratischen Schuttdecke, deren oberste 60—80 cm verkittet ist. An der Oberfläche ist diese Kruste durch mechanische Verwitterung zerschlagen.

Ausgeprägt treten dreistöckige Fußschrägflächen am NW-Hang der Dj. Hajan auf. Sie sind in die Kalke und Mergel des mit 65° nach NW fallenden Senons und Untereozäns eingearbeitet. Die älteste höchste Fußschrägfläche hat eine Abdachung von 8 bis 10° und ist durch eine 8 bis 10 m mächtige verfestigte Schutt- und Schotterdecke gekennzeichnet, deren Oberfläche mit rezenten Schutt-Trümmern bedeckt ist. Diese Fußschrägfläche ist durch Seitenerosion sehr stark aufgezehrt, so daß nur kleine Reste, fast wie Zungenberge, übrig geblieben sind (Bild 23). 25—30 m tiefer dehnt sich die mittlere Fußschrägfläche aus, deren Abdachung 6—8° beträgt. Die Akkumulationsdecke auf ihr ist 2 m mächtig. Die jüngste Fläche liegt 15—20 m tiefer und hat bei einer Schuttdecke von 1 m Mächtigkeit eine Neigung von 5—7°. Die heutigen Taleinschnitte schneiden in diese Fußschrägfläche 3—5 m tief ein. Die drei Flächen verschmelzen südlich der Straße Tadmor—Homs miteinander und tauchen unter Ablagerungen des ed-Dau unter (Abb. 25).

Nach H. v. WISSMANN (1951, S. 26) und H. MENSCHING (1953, S. 89) entstehen Flächen derartiger Form in erster Linie durch Seitenerosion.

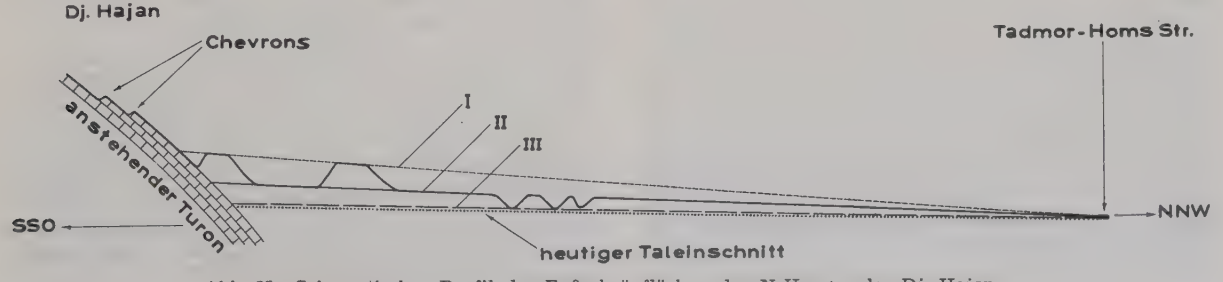


Abb. 25. Schematisches Profil der Fußschrägflächen des N-Hanges des Dj. Hajan.

Das mag für den Kontaktbereich der Fußschrägflächen mit der steilen Bergwand zutreffen, nicht aber für die gesamten Schrägflächen. Besonders die ausgedehnten glatten Schrägflächen sind völlig frei von Rinnsalen und Tälern. Auf diesen Flächen dürfte Flächenspülung und -abspülung das wichtigste Bildungselement sein, wie es H. MORTENSEN (1927, S. 78) am Beispiel der nordchilenischen Wüste dargestellt hat. Beide Auffassungen sind allerdings nicht grundsätzlich verschieden. Wenn wir jede Wasserader einzeln als wirkendes Abtragungsmedium, isoliert vom gesamten Abfluß, betrachten, ist die Auffassung von der überragenden Bedeutung der Seitenerosion richtig. Da aber die plötzlich flächenhaft fließenden Regenwassermengen gemeinsam wirken und untrennbar sind, ist die gedanklich mögliche Trennung zur Kennzeichnung des Gesamtvorgangs nicht sehr zweckmäßig. Die Seitenerosion ist dagegen in den Tälern ein sehr wichtiger Faktor, denn durch seitliche Unterschneidung werden die Hänge der Täler zurückverlegt, so daß lange schmale Reste der höher liegenden Fußschrägflächen, besonders wenn mehrere Flächenniveaus vorhanden sind, übrig bleiben. Seitenerosion ist auch im Oberlauf, d. h. im Randbereich des Berges in den Seitentälern wirksam, die parallel zum Bergrand verlaufen. Hier werden die Hänge aufgezehrt und in die Wasserscheide von zwei nebeneinander laufenden Tälern durch die gegeneinander erodierenden Seitentäler allmählich beseitigt, die Fußschrägfläche wird vom Bergrand getrennt und in Restberge oder Hügel gegliedert. Dieser Vorgang ist am besten im Randbereich bergauf der älteren Flächen des Dj. Hajan zu beobachten (Bild 23).

Daß überdies junge tektonische Bewegungen bei der Erklärung mehrerer Fußschrägflächen zu berücksichtigen sind, wird im Dj. Hajan-Bereich deutlich. Dort sind Bewegungen während des Quartärs festgestellt worden; die bedeutenden Höhenunterschiede zwischen den drei Fußschrägflächen und die Tiefe der Taleinschneidungen erklären sich auf diese Weise.

2. Wüstentypen und Wüstenböden

Bei der geringen vorhandenen Feuchtigkeit tritt in dem südlich-südöstlichen und östlichen Teil des Arbeitsgebietes die chemische Verwitterung der mechanischen gegenüber zurück. Es herrscht in erster Linie die mechanische Temperaturverwitterung, die durch die Tag- und Nacht-Temperaturunterschiede verursacht ist und zur Bildung von kantigem Schutt führt. An Stellen, wo das Regenwasser sich in den Vertiefungen der Wüste sammelt und das Grundwasser nicht tief steht, kommt es in der Trockenheit zur Bildung von Salzböden und Salztonböden. Daneben ist die Wirkung des Windes zu nennen, der die feineren Partikel, die wegen der lückenhaften Vegetationsdecke und der geringeren Bodenfeuchtigkeit locker auf der Oberfläche liegen, abtransportiert, überdies aber Akkumulations- und Erosionsformen bildet. Verschiedene Hamâdtypen, Lockerstaubböden, Salzböden und Sandfelder spielen als Ergebnis klimatischer Bedingungen eine bedeutende Rolle.

a) Hamâdtypen:

Unter dem Wort „el-Hamâd“ oder „Hamada“ versteht man in der arabischen Sprache eine ebene oder Steinfelsenwüste. Im wissenschaftlich-geomorphologischen Sinne bezeichnet es eine in einem eluvialen Verwitterungsprozeß zum Teil mit Ausräumung der entstehenden Zerfallsprodukte durch Wind und Wasser gebildete Felswüste. Die meisten Wüstenforscher nennen Hamada diejenigen Felswüsten, die auf ganz oder fast horizontal liegenden Schichten der Tafelländer liegen. J. DRESCH z. B. (mündliche Mitteilung 1962) lehnt diese Benennung „Hamada“ ab, wenn das Steinpflaster auf schwach geneigten Flächen liegt. Der Hamâd dehnt sich in der Tat meistens auf Tafelländern aus, tritt im Arbeitsgebiet aber auch auf Flächen mit einer Neigung von 10° auf; SHARON (1962, S. 134) beschreibt Hamada-Flächen sogar auf 17° geneigten Hängen. Die Beschränkung der Hamâdbildung auf völlig horizontale Tafelländer entspricht also nicht den Tatsachen und Feldbeobachtungen.

In der Syrischen Wüste sind drei Typen von Hamâd zu unterscheiden, deren Unterschiede auf die Beschaffenheit der Gesteine zurückzuführen sind: Feuersteinhamâd, Kalksteinhamâd und Basalthamâd.

Die Feuersteinhamâdflächen sind sehr verbreitet, ihr Vorkommen hängt vom Ausbau der ober-, mittel- und untereozänen feuersteinlagenreichen Schichten ab. Dieser Hamâd ist weniger ein Produkt der Verwitterung als der selektiven Abtragung (H. MORTENSEN, 1930, S. 460). Der Selektion ist dabei die Anreicherung der Feuersteine an der Oberfläche zuzuschreiben, der Verwitterung die Zusammensetzung der Decke aus eckigen, scharfkantigen Feuersteinbrocken. Im es-Sauanat (= die Feuersteine)-Gebiet, wo 0,5—10 m mächtige Feuersteinlagen des Untereozäns ausstreichen, bedeckt der Hamâd das gesamte flache Gebiet und die Rücken der Hügel, die einen Böschungsdwinkel bis zu 7° haben. Südlich von Ttrag al-'Alab bis Dj. et-Tanf kommt Feuersteinhamâd streifenweise abwechselnd mit Kalksteinhamâd vor. Beide Hamâdtypen verzahnen sich südlich des Schi'b el-Ghazal, wo feuersteinreiche Mitteleozänkalk- und Mergelschichten zutage treten. Das Vorkommen von Feuer- und Kalksteinhamâd und Steinscherben ist hier vor allem vom Relief abhängig, weil die Schichten fast horizontal liegen.

Außerdem sind Feuersteinflächen im Gebiet zwischen der edj-Djuef-Senke im S und Diret et-Tlul und der Damaskus-Baghdad-Straße im W und N zu finden. Sie bedecken auch einen langen Streifen zwischen Redjem Serri im S und Redjem Murra im N. Sonst treten sie als kleine Flächen südlich edj-Djuef und im el-Bueib-Gebiet auf (vgl. Karte 2). Das Bodenprofil der Feuersteinhamâd (Abb. 26 und Bild 25) zeigt scharfkantige Feuersteine, die 80 bis 90 % der Oberfläche überdecken. Diese Steine sind meistens von einer Eisenmanganrinde umhüllt und haben daher eine dunkelbraune oder rötliche Farbe. Darunter liegt ein Horizont mit einer Mächtigkeit von 15—40 cm; er setzt sich aus feinem, sehr kalkigem Material zusammen, das mit Ton, Lehm, Sand und wenigen Steinbrocken vermischt ist. Darunter folgt anstehendes Gestein in Gestalt verwitterten Kalksteins. Dieses Profil ist im Prinzip überall gleich, es ändern sich nur die Größe der Steine sowie die Mächtigkeit des feinkörnigen Verwitterungshorizontes in Abhängigkeit von der Neigung der Oberfläche, der Mächtigkeit der das Steinpflaster bildenden Schicht und vor allem von den Klimaverhältnissen und dem Stadium der Hamâdbildung. Auf dem flachen Rücken des es-Sauanat-Gebietes zum Beispiel, deren Oberfläche sich an Feuersteinlagen anlehnt, kommen Steinbrocken von 7—10 cm und sogar bis 20 cm Größe (in sich) vor. An Hängen von weniger als 3° haben die Steine eine Größe von 5—7 cm und bedecken 60—70 % der Oberfläche. Wenn der Hang mehr als 3° Neigung hat, sind die Steine kleiner (1 bis 3 cm und nehmen nur 30 % der Oberfläche ein.

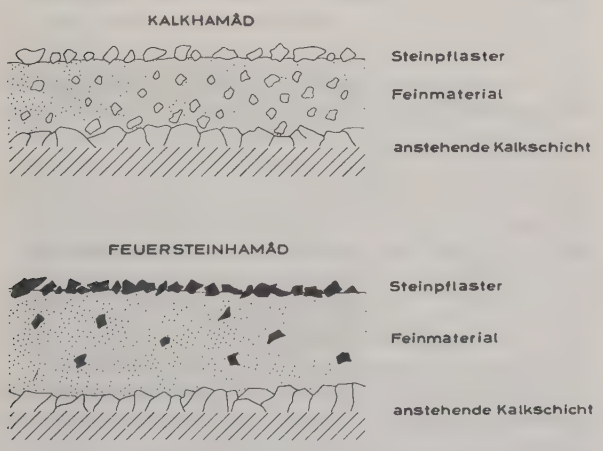


Abb. 26. Schematische Kalk- und Feuersteinhamâd-Profile.

Im Gegensatz hierzu sind südlich des Schi'b el-Ghazal die Mulden und Vertiefungen mit Feuersteinhamâd verkleidet. Das kommt daher, daß hier die Feuersteinlagen des Mitteleozäns noch unter Kalk- und Mergelschichten liegen nur in den Vertiefungen und Mulden angeschnitten sind. Abgesehen von diesen topographischen und petrographischen Modifikationen gilt die Erfahrung, daß das Steinpflaster um so lückenhafter und kleinstückiger wird, je älter der Hamâdbildende Prozeß ist. Diese Annahme verbindet sich mit der Stabilität der klimatischen und tektonischen Verhältnisse, weil irgendwelche Störung des Hamâdbodens zur Änderung der formenden Prozesse führen würde (SHARON, 1962, S. 145).

Erreicht die Abtragung die Feuersteinlagen nicht und besteht die Oberfläche aus Kalkschichten, kommt es zur Bildung eines Kalkhamâd (Bild 26), dessen ebene Flächen und Rükken von großen, und dessen schwach (bis 10°) geneigte Hänge von kleineren Steinbrocken überzogen werden. Den Unterschied zwischen einem Feuersteinhamâd und einem Kalksteinhamâd zeigt das Profil (Abb. 25). Das Steinpflaster nimmt in dem Kalkhamâd überall nicht mehr als 70 % der Oberfläche ein, doch in dem Feinmaterialhorizont sind mehr Steinbrocken als bei den Feuersteinhamâd enthalten. Außerdem sind selbstverständlich die Kalksteinbrocken nicht so scharfkantig wie die Feuersteinstücke. Die Hamâddecke aus Feuerstein oder Kalkstein entspricht nach H. MORTENSEN, 1930, RUSSEL, 1957, W. MECKELEIN, 1959 und SHARON, 1962 einem stabilen Gleichgewicht zwischen Verwitterung und Abtragung; dem steht jedoch die Erfahrung entgegen, daß der Hamâd „altert", indem sich im Laufe der Zeit und des „Ausreifens" die Menge der Steine und die Dichte der Hamâddecke verringern. So unbezweifelbar der Hamâd als Erscheinung sehr stabil ist, entspricht er doch offensichtlich nur selten einem Gleichgewicht. Häufiger ist seine Entwicklung gestört (sehr langsam) durch Überwiegen der Verwitterung oder Abtragung. Ob das Überwiegen der Verwitterung bzw. Abtragung den Hamâd erzeugt oder zerstört, hängt von den angeschnittenen Gesteinsschichten, dem Relief und der präexistierenden Verwitterungsdecke ab. Der Kalkhamâd ist fast nur da zu finden, wo das Gelände wellig oder hüglig ist und das Grundwasser so tief liegt, daß es zur Bildung einer Kalkkruste an der Oberfläche nicht kommen kann. Dementsprechend sind Kalksteinhamâdböden hauptsächlich an den Nordrändern des Wüstenkerns zu treffen. An anderen Stellen, wo Kalk-Mergelschichten zutage treten, kommen sie mit anderen Hamâdtypen und Wüstenböden abwechselnd vor.

Während die Kalk- und Feuersteinhamâdtypen streifenweise abwechselnd nebeneinander und auch mit anderen Wüstentypen und Wüstenböden vergesellschaftet vorkommen, sind die Basalthamâdflächen stets isoliert. Sie kommen per definitionem zwar vor, aber nicht überall auf den Basaltdecken. Der Basalthamâd befindet sich auf der Oberfläche fast horizontaler und nicht allzu mächtiger Basaltdecken, wie u. a. im

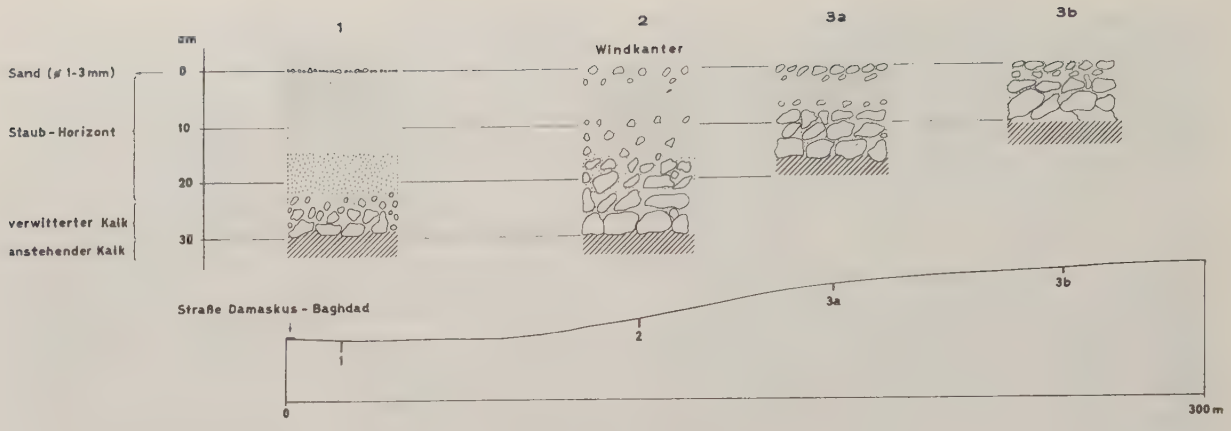


Abb. 27. Bodenprofile Ost-Südost von Sab'a Biar.

el-Buttmijat, auf gasreichen und in Form von Blocklaven entstandenen Basalten am Ostrand des es-Safa-Gebietes und im Diret et-Tlul-Gebiet. Stets sind die Basalt-Hamâdfelder von großen Steinbrocken und -blöcken zu 40—60 % der Oberfläche eingenommen.

In der Basalthamâd der el-Buttmijat-Basaltdecke sind die Blöcke 10—80 cm groß und sie nehmen 30—40 % der Oberfläche ein und stecken 5—10 cm tief im Feinmaterial, das durch Verwitterung des Basalts und des darunterliegenden Kalksteins entstand. Der Feinmaterialhorizont ist nicht so mächtig wie bei den Feuerstein-Kalkhamâdtypen (zwischen 15—30 cm tief) und reich an Kalkkonkretionen. In den Basaltfeldern Dj. et-Tanf und Tnefat liegen die Blöcke dagegen meistens direkt auf der Basaltdecke ohne Zwischenhorizont. Sie sind insofern keine richtigen Hamâd, sondern eine Blockwüste oder „Harra". Die Blöcke zeigen verschiedene Größen; ein Teil hat durch Kernsprünge scharfe Kanten erhalten und ist mit Wüstenlack überzogen (0,1—0,5 mm); und beides sind junge postpluviale Verwitterungserscheinungen. Der andere Teil hat noch abgerundete Ecken und weist eine Verwitterungsrinde (0,5—1 cm) auf. Beide Erscheinungen und Charakteristika chemischer Verwitterung bei größerer Bodenfeuchtigkeit, als sie heute vorhanden ist, und deuten auf eine regenreichere Fluvialzeit hin.

Echter Basalthamâd wie die Blockwüste der Harra sind in Diret et-Tlul und am Ostrand des es-Safa-Plateaus vertreten.

b) Lockerstaubböden, Salzböden und Sandfelder:

Lockerstaub- und Salzböden sowie Sandfelder treten in der Syrischen Wüste nebeneinander auf. Der größte Teil der hamâdfreien Oberfläche wird von Lockerstaubböden eingenommen. Dieser lockere, staubige Wüstenboden ist mit verkrusteten Kalkkonkretionen (1—6 cm groß) besät (Bild 27) und hat keine Staubhaut im Sinne von MORTENSEN (1930, S. 467; 1950, S. 807). Abbildung 23 zeigt, daß dieser Wüstenboden verschiedene Mächtigkeiten und unterschiedliche Ausprägung hat. An ebenen Stellen erreicht die feine Staubbodenschicht eine Mächtigkeit von etwa 40 cm und die Oberfläche ist mit Kies und Sandkörnern, aber vor allem mit (3—5 cm) großen Kalkkonkretionen und Steinscherben bedeckt (Abb. 27, Profil 1). Unter der Feinstaubschicht werden die Kalkkonkretionen und Steinscherben zahlreicher, bis sie in das anstehende Gestein übergehen. Auf sehr schwach geneigten Hängen ist das Bodenprofil in den verschiedenen Horizonten an Kalkscherben reicher, die Staubbodenschicht dünner (20 cm). Die Kalksteinscherben der Oberfläche sind größer und stellenweise durch Westwinde zu Windkantern geschliffen (Abb. 27, Profil 2). Auf höheren Flächen ist 70 % der Oberfläche mit Kalksteinbrokken bedeckt. Die Staubbodenschicht hat entweder eine geringe Mächtigkeit (5—8 cm) (Abb. 27, Profil 3 a) oder fehlt (Abb. 27, Profil 3 b).

Die Entstehung derartiger Wüstenböden ist auf den jahreszeitlichen Wechsel zwischen feucht und trocken zurückzuführen. Die Kalkkonkretionen mit ihrer frischen, weichen Kalkkruste lassen erkennen, daß die rezente Krustenbildung nur die obersten Partien des Anstehenden unter der Staubdecke erfaßt. Dieser Vorgang ist möglich, wie auch E. WIRTH (1958, S. 38) annimmt, wenn die Verkrustung an der Obergrenze des Grundwassers entsteht und nicht durch Niederschlagswasser verursacht wird. Dieser Prozeß führt unter der Staubdecke zur Verkittung des Kalksteins.

Salzböden, sowie ein gewisser Teil der Sandfelder, liegen im Arbeitsgebiet vornehmlich in den abflußlosen Becken; deswegen werden sie mit ihnen behandelt. Kleine Sandflächen außerhalb dieser Becken zeigen deutlich die Wirkung des Westwindes. In Diret et-Tlul z. B. wird der Sand von der Damaskus-Ebene nach ONO transportiert und bildet lange Sandstreifen zwischen den Vulkankegeln. Die Sande überdecken die

Basaltflächen an manchen Stellen völlig. Sie lagern sich hinter Hindernissen (Steinblöcke, Pflanzen) ab und bilden außer Streifen kleine Nebkas, die nicht länger als 3—4 m und nicht breiter als 1—1,5 m sind. Sie bedecken auch als helle dünne Schicht die W-Hänge der Vulkankegel bis zu einer unterschiedlichen Höhe, die von der Windstärke und Korngröße abhängig ist. Kleine Sandflächen mit kleinen Nebkas, Rippelmarken und Sandhäufungen sind südlich von der Sab'a Biar-Polizeistation zu treffen. Weitere Flächen, die mit Flugsand bedeckt sind, sind die östlichen Gebiete des es-Safa-Plateaus, die vor allem Sandfelder mit Rippelmarken zeigen.

Die akkumulierende Wirkung des Windes ist in den Tälern und breiten Uadibetten deutlich zu erkennen, insbesondere in den Tälern des et-Tanf-Gebietes, wo 30 % des Talbettes mit Flugsand bedeckt ist. Wenn die Uadis NS- oder NW-SO-Verlauf haben, sind meistens beide Talhänge mit Sand überzogen, so im Uadi el-Maschquqa, Sab'a Biar u. a. Wenn sie aber WO verlaufen, ist das Talbett von Sand bedeckt. Ähnliche Sandablagerungen wie an den NS laufenden Uadihängen sind auch an den Hängen von Gebirgszügen zu sehen, die NS-Verlauf haben. Der Dj. Hajan und seine Fortsetzung nach NO bietet ein Beispiel dafür. Die Leeseite des Berges ist genauso mit Sandflächen bedeckt wie die Luvseite. Die Sandkörner bestehen hier vor allem aus Kalk und Gips und nur sehr wenig Quarz.

Östlich der edj-Djuef-Senke und im el-Bueib-Gebiet sind erosive Wirkungen des Windes zu sehen. An den Resten der harten Schichten des Obereozäns und des oberen Mitteleozäns zeigt sich die schleifende Tätigkeit der Sandkörner an zahlreichen Windkantern. Die bei der Deflation aufgenommenen Sand- und Staubkörner schleifen korradierend die weicheren Gesteinspartien ab, und es bilden sich Rillen, Furchen und bienenwabenähnliche Löcher. Die härteren Gesteine bilden selten Überhänge aber auch Pilzfelsen. Im allgemeinen spielt die Windwirkung eine nicht so große Rolle, wie man vielleicht erwartet. Das ist vor allem auf die Bildung einer dünnen Tonschicht (1—5 mm) auf der Oberfläche der meisten Teile der Wüste zurückzuführen. Diese Schicht verhindert Deflation und Korrosion in der feuchten Jahreszeit durch ihren Feuchtigkeitsgehalt, in der trockenen wegen ihrer Verfestigung beim Austrocknungsvorgang. Erst dann, wenn die Tonschichten bei wechselnder Durchfeuchtung aufblättern, kann der Wind angreifen. Gerade episodische Niederschläge fördern hier also paradoxer Weise die Windwirkung (Bild 28).

3. Krusten, Rinden und Wüstenlack

Seit dem Vortrag von S. PASSARGE auf dem Lübecker Geographentag 1909, in dem er die Kalkkrusten in Algerien behandelte, haben viele Forscher sich mit Fragen der Krustenbildung beschäftigt. Im Arbeitsgebiet fand ich zwei Typen von Krusten: 1. Kalkkrusten, 2. Salzkrusten.

Die Kalkkrusten treten in verschiedenen Teilen nördlich des Wüstentafellandes auf und sind in den meisten Fällen auf lockerem Gestein, wie konglomeratische Akkumulationen, ausgebildet. Die obersten Teile derartiger Schotter- und Schuttablagerungen am Rand des Antilibanons und der Tadmorketten sind durch Kalkkrusten verbacken. Auf der Oberfläche fester Gesteine sind nur am Nordfuß des Dj. en-Nassrani und Dj. Khnezir verhältnismäßig dünne Kalkkrusten (bis 20 cm) an zwei Stellen beobachtet worden, jedoch sind sie nicht von bedeutender Ausdehnung. Sie kommen als Fortsetzung und Ausläufer der Krusten auf den relativ lockeren Randaufschüttungen vor. Die größte Ausdehnung haben die Krusten fast immer auf der Oberfläche der in der Pluvialzeit abgelagerten Aufschüttungen. Unter klimatischen Gesichtspunkten kommen die Kalkkrusten im Arbeitsgebiet im Bereich des Steppen- (syrischen) und kontinentalen Mittelmeerklimas vor. In den ariden Klimagebieten südlich und südöstlich der Tadmorketten fand ich an keiner Stelle Kalkkrusten. Die Kalkkrusten nördlich und nordwestlich der Tadmorketten liegen in den feuchten Teilen des Arbeitsgebietes, also in Gebieten mit heute 100 bis 300, sogar 350 mm Niederschlag. Infolgedessen liegt der Grundwasserspiegel näher an der Oberfläche als in den südlich der Tadmorketten liegenden Gebieten. Das aus dem Grundwasserhorizont aufsteigende Kapillarwasser kann also während der Trockenzeit den gelöst mitgeführten Kalk an der Oberfläche niederschlagen. Im Süden dagegen liegt das Grundwasser für solche Vorgänge zu tief; es kommt dort nur zu Kalkkonkretionen (vgl. u. a. E. WIRTH, 1958, S. 35 bis 37; G. KNETSCH, 1937, S. 177 ff. und W. BEHRMANN, 1932, S. 321—327).

Die Kalkkrusten sind im O (am NW-Hang der Tadmorketten) fester und besser entwickelt als im W (im el-Qalamun). Die Oberflächenverwitterung der meisten Krusten (u. a. Dj. Khnezir) — mechanische Zerlegung der Krusten in Bruchstücke — weist deutlich auf eine größere Trokkenheit und eine Senkung des Grundwasserspiegels im Vergleich zur (frühpostpluvialen) Bildungszeit der Krusten hin. Das Optimum der Krustenbildung scheint bei etwa 200 mm Jahresniederschlag gegeben. Mit dem Trocknerwerden oder Feuchtwerden des Klimas verschob sich offenbar die Zone der Kalkkrustenbildung gegen die humideren bzw. arideren Gebiete. Weniger verbreitet und auf die Oberfläche und Ränder (Schatt = Chottzone) der Sabkhas beschränkt sind die Salzkrusten und Salztonböden. Da diese Erscheinungen sehr eng mit der Sabkhabildung verbunden sind, werden sie mit den abflußlosen Becken erörtert werden. Ebenso die kleinen Flä-

chen, die mit Gipskrusten bedeckt sind und im Tadmorbecken auftreten.

Rinden kommen in der Syrischen Wüste als Umhüllung von Teilen von Basaltblöcken oder Kalksteinbruchstücken vor. An Basaltblöcken sind sie natürlich leichter festzustellen und zugleich eindrucksvoller. So sind die Basaltblöcke des el-Buttmijat und Dj. et-Tanf teilweise von einer 0,5—1 cm mächtigen weißen Kalkrinde überzogen. Sie umhüllt die Blockoberfläche ganz, auch dort, wo die Blöcke in der Bodendecke stecken. Ein gutes Beispiel dafür ist auch die Kalkrinde auf den Basaltblöcken des Tell el-Hedjane im Damaskus-Becken. Die Blöcke sind hier von unten mit einer 1—2 cm mächtigen Kalkrinde umgeben. Das Vorkommen der Rinde hört unmittelbar am äußeren Rand der pluvialen Seeterrasse auf; das spricht für Gleichzeitigkeit des Sees und der Rindenbildung. Ähnliche Erscheinungen sind überall zu finden, wo die Blökke ein relativ hohes Alter haben und unmittelbar oder dicht auf kalkigem Untergrund liegen.

Der Wüstenlack, der aus einer sehr dünnen, nur Bruchteile von Millimeter starken Eisenmangankruste besteht, bedeckt fast alle Gesteine des Hamâds, vor allem die Feuersteinhamâds und verleiht diesen Bereichen ein dunkles Bild. Auf Basaltgestein hat der Wüstenlack eine blaubraune und auf Feuersteinstücken eine bläulichrötliche Farbe. Meistens, aber nicht immer, spielt die Exposition der Blockseiten bei der Bildung des Lackes eine Rolle. In el-Buttmijat, wo die Blöcke eine Größe bis zu 80 cm haben, sind die südexponierten Seiten mit 0,1—0,2 mm mächtigem Wüstenlack überzogen und die Nordseiten, die verhältnismäßig mehr Feuchte durch den NW-Wind erhalten und zugleich gegen die heftigste mittägliche Sonnenstrahlung geschützt sind, sind mit Flechten bedeckt. Etwa 200 km von el-Buttmijat entfernt zeigt diese Erscheinung im Dj. et-Tanf keinen bedeutenden Expositionseinfluß, jedoch bleibt die Südexposition erkennbar. Die Basaltblöcke des Dj. et-Tanf (Bild 29) haben durch Kernsprünge scharfe Kanten erhalten und sind mit einem 0,1—0,5 mm mächtigen Wüstenlack überzogen. Zum Teil haben sie keinen Lack, sondern sind abgerundet und mit Flechten und Kalkrinden bedeckt, was auf einen Klimawechsel (von früher feuchtem zu heute trockenem) hindeutet, denn die Rundung der Blöcke ist unzweifelhaft ebenso ein Ergebnis chemischer Verwitterung unter feuchteren Klimaverhältnissen wie der Kalkrindenabsatz. Andererseits geben die Bildung der Hamâd- und Lockerstaubböden, die Bildung des Wüstenlacks, die Verwitterungserscheinungen auf den Basaltblöcken sowie die Verfestigung des Schuttmaterials am Fuß der Gebirge und auf den Fußschrägflächen, die Bildung der Kalk-, Gips- und Salzkrusten Beweise für trockenere Klimaverhältnisse. Dieser scheinbare Widerspruch löst sich, wenn man die betrachteten Erscheinungen zeitlich und räumlich richtig einordnet.

4. Abflußlose Becken

Die ausgedehnte flach-wellige Ebene des Wüstentafellandes ist von kleinen oder großen Vertiefungen abflußloser Becken durchsetzt, die unter dem Namen Khabra (Mehrzahl: Khabrât oder Khabari) in dem asiatischen Teil der arabischen Welt bekannt sind. Im Basaltgebiet des Hauran-Plateaus tritt eine andere Art von abflußlosen Becken auf mit dem Namen Ghadir (Mehrzahl: Ghudran) oder Q a' (Mehrzahl: Qi'an). Die größten abflußlosen Becken des Arbeitsgebietes befinden sich am S-Fuß der Tadmorketten (Damaskus- und Tadmorbecken) und zwischen den Bergzügen des el-Qalamun und el-Uasttani (Djerud-Becken). Schließlich gehört zu diesen Erscheinungen die Senke von edj-Djuef.

a) Intermontan-Becken

Die Djerud-Mulde bildet zwischen dem Dj. Schamali und Dj. Batra ein abflußloses Becken, dessen Mitte mit feinen lakustren Ablagerungen eines pluvialzeitlichen Sees gefüllt ist und dessen Kern heute mit einer Sabkha und Sandablagerung bedeckt ist. Diese Sabkha von Djerud bildet heute die tiefste Stelle der Mulde (um 790 m). Aus der Umgebung sammelt sich zwei Drittel des Wassers, das hier in der trockenen Zeit aufsteigt und verdunstet. Das Salz kristallisiert aus und übt dabei einen Druck aus, so daß große und kleine Splitter entstehen und man von echter Salzsprengung sprechen kann. Bei Ausscheidung des auskristallisierten Salzes an der Oberfläche kommt es zur Bildung einer Salzkruste und von Solontschakböden.

Die Sabkha ist 5,5 × 3,5 km groß ohne den Schatt, der eine gipsreiche Übergangszone bildet. Vom Schatt zum Inneren der Sabkha hin treten als erste Erscheinung der Austrocknung polygonale Risse auf (Bild 30). Risse und aufgewulstete dünne Rinden, die aus verkittetem Gips-, Salz- und Tongrus bestehen, finden sich nur am Rande der Sabkha, wo das Wasser im Winter 1—1,5 m hoch steht und im Sommer bis etwa —0,5 m absinkt. Dann folgen Solontschakformationen, die aus Kochsalz, Gips, Natriumkarbonat und Natriumsulfat bestehen. Diese Salzkruste spendet das Salz für Mittelsyrien, d. h. die Kruste, die eine Mächtigkeit von 5—15 cm hat, wird jedes Jahr oder alle zwei Jahre abgebaut. Es bildet sich dann wieder eine neue Kruste. Gips kommt in der Schuttzone in verschiedenen Formen vor, südlich der Sabkha, hauptsächlich in dünnen Platten verschiedener Größe und Mächtigkeit (bis 1 m ∅ groß und 10—20 cm dick. Diese Platten sind meistens von einer feinen 1-5-10 cm dicken Gips-, Lehm- und Tonschicht bedeckt, im N und NO der Sabkha in Gipskörnern in einem ausgedehnten 10 km lan-

gen Sandfeld. Das Feld läßt zwei verschiedene äolisch beeinflußte Typen unterscheiden.

1. Lockere 1—6 mm große Fluggipssandkörner, die Sandfelder mit Rippelmarken bilden und die durch WSW-Wind langsam nach NO getrieben werden. Die Sandanalyse im Geomorphologischen Labor des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin ergab, daß der Sand zu 98—99 % aus Gipskörnern mit einer feinen Tonhaut und zu 1 % aus kristallisierten Anhydritkörnern besteht. Gipskörner deuten darauf hin, daß der Sand nicht aus weit entfernten Gebieten, sondern aus der Umgebung des Sabkha stammt.

2. Feste Gipssandhügel, die sich von SW nach NO erstrecken und steile, vom SW-Wind stark bearbeitete Luvseiten haben. Sie sind unter dem Namen Ttu'us bekannt; in der Literatur werden sie als Yardangs bezeichnet (Bild 31). Es handelt sich dabei um alte, verfestigte, aus ähnlichen Komponenten wie der erste Sandtypus bestehende Dünen, die durch SW-Winde aufgeweht wurden und durch ein kalkiges Bindemittel verfestigt sind. Gipskörner von der Oberfläche der Sabkha, die durch Verwitterung locker geworden sind, und Sandkörner, die von den Yardangs abgetragen werden, transportiert der Wind nach NO und setzt sie dort bald wieder ab, weil die Sandkörner ziemlich groß und schwer sind und der Wind nicht allzu stark ist.

Das Niveau des pluvialen Seewasserspiegels dürfte die 795-m-Höhenlinie erreicht haben; in dieser Höhe liegen die höchsten lacustrinen Ablagerungen (vgl. u. a. die geologische Karte Blatt Damaskus 1 : 200 000). Die Schrumpfung dieses Sees mit der Bildung der heutigen Sabkha beweist zunehmende Trockenheit und Kontinentalität nach der letzten Pluvialzeit. Die Bildung der Dünen und ihre Verfestigung sind andererseits Beweise für einen Klimawechsel in der letzten Interpluvial- und Pluvialzeit. Es besteht die Wahrscheinlichkeit, daß die Dünen aus dem letzten Interpluvial stammen. Im letzten Pluvial wurden diese Dünen verfestigt und der See von Djerud gebildet. Im Postpluvial und heute wurden die Dünen von SW-Winden abgetragen, aufgeweht und neue Dünen gebildet; gleichzeitig wurde der See ausgetrocknet.

Ein anderes intermontanes Becken ist Khabret esch Scha'ra. Sie liegt zwischen Dj. el-Fai und Dj. Zbeidi und zeigt einen Khabra-Typus, wie sie in der Wüste vorkommt, mit dem Unterschied, daß sie hier in einer tektonisch bedingten Mulde liegt und nicht durch Verkarstung entstanden ist.

b) Becken am Fuße der Wüsten-Randgebirge

1. Damaskus-Becken (vgl. die geomorphologische Skizze). Das abflußlose Becken der Damaszene ist am Ende des Mittelmiozäns entstanden. Im östlichen Teil des Beckens sind zwei Endseen, Bahret el-'Uteibe und el-Hedjane, vorhanden. In Trockenperioden und dürren Jahren bilden sie sumpfige Flächen oder trocknen völlig aus (Bahret el-Hedjane ist von 1954 bis 1963 völlig ausgetrocknet und wird ackerbaulich genutzt). Das ist erklärlich, wenn man die Klimaverhältnisse näher betrachtet, die auf ein extrem kontinentales, mediterranes Beckenklima hindeuten (vgl. u. a. die Klimatabellen und Abbildungen)[1]).

Die limnischen Ablagerungen, die zwei Fazies zeigen und in der östlichen Hälfte des Beckens auftreten, sind im W und N von Alluvionen überdeckt. Die limnischen Ablagerungen bestehen aus Konglomeraten, Sandsteinen, sandigem Lehm, Lehm, Kalk, Kalktuff und Mergel, die Alluvionen aus feinem Sand, Lehm, Ton und Kies. Diese alluvialen Aufschüttungen sind am Fuß der Gebirge mächtiger und gröber, sie bilden die Schuttschwemmkegel von Dhmer, 'Adra, Barze und Damaskus. Die rezenten Alluvialmaterialien findet man in den Betten der Flüsse und Täler, die in die Schutt- und Schwemmfächer eingeschnitten sind. Die schneckenreichen Seeablagerungen und die alluvialen Aufschüttungen bieten Anhaltspunkte für die Pleistozängeschichte des Beckens; weitere Anhaltspunkte dafür sind die Erscheinungen in den Basalthügeln um und im Hedjane-See sowie in den Taleinschnitten der Trockentäler und Flußterrassen. Die vulkanischen Hügelketten im S zeigen, daß Lavamassen weit in die Ebene vorgedrungen und heute von Beckenablagerungen verdeckt sind. Basaltkörner mit einem Durchmesser von 1—2 mm, die man in den limnischen Ablagerungen findet, zeigen eine rezente Verwitterung, die einen Klimawechsel andeutet. Außerdem erkennt man am Rande mancher Hügel in bestimmter Höhe eine alte Brandungsterrasse, z. B. an der O-Seite des Tell el-Hedjane (Bild 32). Auf der Terrasse liegt hier eine lockere Decke von gut gerundetem Kies, die dort, wo der Hang steiler wird, aufhört. Der Basalt ist an dieser Stelle mit einer Kalkrinde von unten umhüllt. Da die Terrasse nur unter dem Einfluß von Seewasser entstehen konnte und die Bildung der Kalkrinde mehr Niederschlag verlangt als heute vorhanden ist, ist zu schließen, daß auch im Damaskus-Becken ein feuchtes Klima herrschte. Die Tiefe des Sees betrug nicht weniger als 25 m, sein Spiegel lag in einer Höhe von 610 m. Es ist selbstverständlich, daß die limnischen Ablagerungen in höherer Lage nicht in der letzten Pluvialzeit sind, sondern

[1]) Zwischen den wärmsten und kältesten Monatsmitteln erreichen die Schwankungen 40 ° C. Die absolut niedrigsten Werte erreichen in Damaskus — 6,5 ° C und — 9,5 ° C in Djdedet el-Khass; die höchsten jeweils 44 ° C und 48,5 ° C. (Alle klimatischen Daten, die ich in dieser Arbeit verwandt habe, bekam ich von der Meteorologischen Direktion der Syrischen Republik.)

in einem älteren See. W. J. VAN LIERE (zitiert von E. DE VAUMAS, 1961, S. 705) und K. KAISER [1]) nehmen an, daß der Damaskussee ein höheres, älteres Niveau hatte, das nach LIERE um 725 m und nach KAISER um 670 m lag. Die Annahme KAISERs ist naheliegender, weil die Seeablagerungen am Rand der südlichen Basalthügel bis zu einer Höhe von etwa 670 m reichen und alte verfestigte Sanddünen am N-Rande des Beckens etwa in derselben Höhe liegen.

Von der Brandungsterrasse über eine ca. 2 km breite Ebene, die zu einem tieferen Niveau mit einer Höhenspanne von 7—8 m absinkt und dann nach etwa 1 km zu einem dritten Niveau mit einem Höhenunterschied von 6—7 m abfällt, bestehen die Ablagerungen aus feinen Kalk-, Kalktuff-, Mergel-, Gips- und Tonmaterialien. Der Seeboden des heutigen Seebeckens ist mit tonreichen dunklen Ablagerungen bedeckt. Die beiden Niveaus unter dem eigentlichen alten Seespiegel könnten Halte im Absinken des Sees während der Pluvialperiode darstellen. Auf jeden Fall sind sie keine selbständigen Aufschüttungsflächen, sondern Abtragungsflächen, denn auf dem zweiten wie auf dem dritten untersten Niveau sind viele Tafelhügelreste, die Qara (Mehrzahl: Qarat) genannt werden, vorhanden (Bild 33). Die Qarat zeigen durch ihre Kleinformen die äolische Umformung. Aus diesen gesamten Hedjane-Erscheinungen und der Umgebung kann man schließen, daß das letzte pluvialzeitliche Klima recht feucht und regenreich war; sonst hätte ein so großer See nicht entstehen können. Die von der Seeterrasse bis zum Inneren des Sees treppenweise fallenden drei Niveaus dürften m. E. drei Stadien der letzten Pluvialzeit entsprechen. Nordöstlich der Damaszene dehnt sich das abflußlose Becken von Bahr es-Saical aus, das die Fortsetzung des Damaskus-Beckens nach NO bildet. Dieses Becken ist eine große Khabra mit zahlreichen kleinen Trabanten-Khabras. Die Aufschüttungen in den Khabras sind sehr feine Lehm-, Ton- und Sandablagerungen, die mit Trockenrissen in trockener Zeit überzogen und episodisch mit Regenwasser im Winter bedeckt sind.

2. Tadmorbecken (vgl. die geomorphologische Skizze). Das Tadmor- und Palmyrabekken liegt, wie die Damaszene, auch am Fuß eines Gebirgszuges im N und W. Im S hat das Becken keine scharfe Grenze, das Gelände wird allmählich höher, bis es die Schichtstufen von Ttrag al-Alab erreicht. Im O trennt eine schwache Schwelle das Becken von Uadi el-Hail. Die 400-m-Höhenlinie stellt das heutige eigentliche Tadmorbecken dar. Die Ablagerungen des Beckens stammen aus einer feuchteren Zeit.

Die fluviatilen Formen sind fossil, da sie stellenweise mit Krusten oder Sandflecken bedeckt sind. Das überwiegende Material in der Schattzone ist Gips, Ton und Feuerstein. Gipsformationen sind hauptsächlich im Schattgebiet in Form von Gipskrusten auf höheren Stellen nordöstlich der Sabkha und auf zwei kleinen Flächen südlich davon oder als schwach geneigte, mit Sand und Dünen oder mit Verwitterungsprodukten bedeckte Ebene um die Sabkha herum zu finden. Im N liegt die ebene Krustenfläche 409 m hoch, im S um 408 m und 420 m, das heißt, daß sie über dem heutigen Becken ein älteres Niveau bildet. Die Gipskruste ist nicht hart und hat eine Dicke von 50—70 cm. Sie stößt an die Sabkha mit einer Stufe von 3 m. Am Fuß der Stufe sind kleine schuttkegelartige Flecken von aufgeschüttetem Feuerstein verbreitet. Die Stufe hat 17° Neigung, die Krustenfläche 0—3°. Die Feuersteine stammen aus dem höheren äußeren Randgebiet und überdecken 20—30 % der Krustenflächen. Nach N geht diese Krustenfläche in die Aufschüttungen eines Pediments über, die aus Gips, Ton und Kalk bestehen. Die nordwestlichen und südwestlichen Bereiche dieser Fläche um die Sabkha sind eine flache, lehmige Ebene. Gips mit Salzkristallen bildet eine harte Kruste von 2—5 cm, darunter liegen salzreiche Gips-Ton-Takyrböden. 50 % der Oberfläche sind mit 50 cm hohen und 1—2 m langen Nebkas bedeckt. Die Nebkas bestehen aus Gips- und Sandkörnern mit feinem Ton und sind befestigt durch Salicornia. Das Grundwasser (1—5 m tief) ist salzig.

Direkt am südlichen, östlichen und nordöstlichen Rand der Sabkha ist der Schattbereich mit Sandfeldern überdeckt. Der Sand besteht zu 98 % aus Gipskörnern, die eine feine Tonhaut haben; ihre Größe schwankt zwischen 1 cm am Rande der Sabkha und 1 mm in größerer Entfernung von der Sabkha. Unter dem Mikroskop zeigte sich, daß der Sand zwischen den Nebkas aus Gips und wenig Quarz besteht. Die Quarzkörner sind vom Wind bearbeitet und mattiert, der Gipssand dagegen ist wenig äolisch beeinflußt; das bedeutet, daß der Quarz von ferneren westlichen Gebieten hierher transportiert wurde und der Gips aus der näheren Umgebung stammt. Die Nebkas in diesem Gebiet sind länger und höher, 6 × 2 m (Bild 34).

Die Sandflächen zwischen den Nebkas haben ein konkaves Profil. Östlich der Sabkha kommen alte Dünen- und Sandflächen vor, die durch den Wind Yardangformen bekommen haben; sie sind alte Dünen, die hauptsächlich aus Gips und zu einem geringen Teil — wie der schon erwähnte Sand — aus Quarz bestehen; hier sind jedoch die

[1]) Nach freundl. mündlicher Mitteilung im Berliner Geographischen Colloquium in der Diskussion im Anschluß an den Vortrag „Die abflußlosen Becken der Syrischen Wüste und ihrer Randgebiete", gehalten von A. ABDUL-SALAM am 5. Dezember 1963.

Gipskörner durch Kalk als Bindemittel miteinander verbacken.

Wichtig für die Vergangenheit des Beckens in der ganzen Schattzone sind die Reste der alten Pedimente, die südlich von Tadmor und nordöstlich der Sabkha übrigblieben. Sie haben eine Höhe von 385 m und eine N-S gerichtete Längserstreckung. Sie ragen 4 m über ihre Umgebung auf und bestehen aus älteren alluvialen Ablagerungen (Sand, Lehm und regartigen Schuttmaterialien). Der Rest des 385-m-Pedimentniveaus und die Reste des 409-m-Niveaus mit ihren steilen Kanten zur Sabkha hin beweisen vier klimatische Perioden: eine feuchte, die das ältere Pediment bildete, eine trockene Periode, die die Gipskruste auf dem ersten älteren Niveau erzeugte, danach wieder eine feuchte Periode, die das 385-m-Pedimentniveau schuf. Anschließend herrschte ein trockenes Klima, das bis heute dominiert. Die letzte Trockenperiode entspricht der postpluvialen Periode; die beiden feuchten Perioden entsprechen vermutlich Stadien der letzten Pluvialzeit. Demzufolge ist anzunehmen, daß die Abflußlosigkeit des Beckens nicht alt ist, weil die ältesten Pedimentreste um 409 m liegen und die Wasserscheide zwischen dem Becken und Uadi el-Hail um 400 m liegt.

Den Kern des Tadmorbeckens bildet eine große Sabkha, die sich ganz allmählich nach O verlagert. An der Übergangszone des Schattgebietes zur Sabkha treten die ersten Erscheinungen der Austrocknungen in Form von polygonalen Rissen auf (Bild 35). Diese Erscheinung ist auf der Oberfläche der Sabkha einheitlich, obwohl weiter im Inneren die Kruste reicher an Salz ist. Die Risse und die Aufwulstungen verlieren sich dort, wo das Grundwasser nicht tief ist (— 0,5 m) und die Takyrformation zur Solontschakformation übergeht. Die Solontschaks sind hier Salzböden, die hauptsächlich aus Kochsalz mit Gips vermischt bestehen und mit einer feinen Tonhaut bedeckt sind.

Die Ebene, deren Grundwasser 0,5—1 m tief liegt, ist vegetationslos, nur am Rande wachsen Halophyten. An manchen Stellen zeigen feine Lehm- und Tonablagerungen, daß das Wasser im Winter kleine Seen bildet. Der Westwind spielt hier eine große Rolle; er transportiert die gelockerten trockenen Gips-, Salz- und Tonkörner und lagert sie im Osten als Gipssandmassen ab. Da die Sabkha und ebenso das Bekken keiner bedeutenden Aufschüttung unterliegt und der Wind die feinen Körner, die durch die Verwitterung und Salzsprengung für seine Wirkung vorbereitet sind, ständig wegtransportiert, ist anzunehmen, daß das Tadmorbecken heute tiefer als in der letzten Pluvialzeit liegt. Die Windabtragung dürfte stärker sein als die Akkumulation; allenfalls kann das Becken einen Gleichgewichtszustand erreicht haben.

c) Khabras des Wüstentafellandes und Ghudran des SW-Basaltgebietes

Die Khabras, eine sehr verbreitete Erscheinung im Arbeitsgebiet, sind hydrologisch-äolisch bedingte Senken, die vor allem durch Verkarstung und Deflation entstanden sind. Die kleineren, die ein Ausmaß von etwa 10 qm haben, kommen meistens gruppenweise oder als Trabanten großer Khabras (wie um Bahr es-Saiqal u. a.) vor. Die Khabradepressionen haben nur geringe Hangneigungen und kleine Einzugsgebiete; einige werden nur mit lokalem Regenwasser gefüllt. Der Khabraboden besteht vor allem aus Lehm, Ton und Sand und bildet eine helle flache Ebene, die mit polygonalen Trockenrissen überzogen ist (Bild 39). Die Trockenrisse sind in den jungen bzw. kleinen Khabras klein, blättrig und nicht sehr mächtig; ihre Kanten sind nach außen aufgebogen. Im Gegensatz dazu sind die älteren Trockenrisse, die hauptsächlich in pluvialen Seeablagerungen (u. a. Khabret el-Maschquqa, et-Tanf und Fleidja Gharbije) auftreten, größer (1—2 m ∅) und mächtiger; die Flächen zwischen den Rissen haben ein konvexes Profil.

Das episodische Regenwasser sammelt sich in kleinen Vertiefungen, versickert hier und arbeitet die primäre kleine Senke langsam größer und tiefer aus. Gleichzeitig aber lagert sich das Feinmaterial des zufließenden Wassers im Kern der Senke ab und bildet eine relativ undurchlässige Schicht. Da aber das Wasser rings um diese undurchlässige Schicht, die überdies zum Rande der Senke dünner und durchlässiger ist, versickert, bleibt die Lösung des Kalksteins trotz des Trockenklimas wirksam. Das periodische Regenwasser füllt im Winter, wenn die Verdunstung sehr gering ist, die Khabras ein bis zwei Wochen lang. Im Sommer hebt der Wind die durch Trockenheit und Verwitterung locker gewordenen feinen Materialien der Khabraoberfläche bei Staubstürmen (= 'Adjadj) ab. Die Deflationsausräumung ist jedoch nicht so stark, daß sie die ganzen abgelagerten Materialien wegtransportieren könnte, besonders dann nicht, wenn die Khabra jedes Jahr oder alle paar Jahre mit überschwemmt wird.

Eine sehr weit entwickelte hydro-äolische Senke, die das Khabrabildungsstadium überschritten hat, bildet die große Senke des edj-Djuef. Diese morphologische Senke im W des Hamâds ist ein geologisches Fenster, das durch Abtragung und Ausräumung einer Wölbung entstanden ist (Abb. 12). Die Oligozän-, Ober- und Mitteleozänschichten fallen vom Kern der Wölbung nach außen mit 5—7° Fallwinkel ab. Die Senke ist 30—50 m tief und 12 × 20 km groß. Ihre Umrahmung bildet ein gestufter Hang, dessen oberste Teile eine 5—7 m mächtige steile Stufe (80°) in den Kalksandsteinen und die Konglomerate des Oligozäns und Obereozäns bilden. Die weicheren, mergelreichen Kalksteinschich-

ten des Mitteleozäns bilden einen flachen Hang (30—35°) über einer zweiten steilen Stufe (40°), die 17—25 m tiefer liegt. Die tiefere Stufe geht zum Kern der Senke mit einer Böschung von 30° über. Die oberste Stufe (5—7 m) umrahmt nicht die gesamte Senke; sie ist stellenweise abgetragen und unter einer verfestigten Schuttdecke begraben. Sonst wird diese Stufe von der Verwitterung stark beeinflußt und umgeformt. Hin und wieder kommt es hier zu einer Art Schalenverwitterung (Bild 5). Unterhalb der Stufe ist der Hang mit einer 70—100 cm mächtigen feinmaterialreichen, verfestigten Schuttdecke überzogen. In dieser Schuttdecke und in den anstehenden Gesteinen sind zahlreiche Wasserrinnen eingeschnitten, deren Talbetten und -ausgänge zum Kern der Senke hin wiederum mit verfestigtem Schutt aufgeschüttet sind. Die Oberfläche beider Aufschüttungen ist heute stark verwittert und mit einer dünnen, 1—2 cm dicken rötlichen Staub- und Sandschicht verkleidet; das gilt insbesondere für die Osthänge der Senke. Der Hang des zweiten Niveaus ist mit einer fossilen hellen, 30—50 cm mächtigen, verkitteten Schuttdecke überzogen. Am Fuß dieses Hanges sind feine, 1—5 cm große Verwitterungsprodukte sehr verbreitet, die durch episodische Regengüsse zur Tiefe der Senke transportiert werden. Der gesamte Hang mit seinen zwei Niveaus wird durch zahlreiche kleinere Täler und Wasserrinnen in Buchten, Vorsprünge und Zeugenberge gegliedert.

Die Hänge sind im O steiler als im W und zeigen ein konkaves, ohne bemerkenswerten Knick auslaufendes Hangprofil. Die Gehängeform des verfestigten Schuttes, die alten Tälchen und die Rinnsale, die am Fuß der obersten Stufe sich bilden und nach wenigen Metern verschwinden, weisen auf einen fossilen, in regenreicher Zeit gebildeten Hang hin. Der Kern der Senke hat eine helle, wellige, mit feinem Kalk, Mergel und Phosphatkörnern bedeckte Oberfläche. Auf den Höhen ist die Oberfläche von 5—7 cm großen Feuerstein- und Kalksandsteintrümmern bedeckt; in den tieferen Flächen wird der Anteil dieser Decke geringer und die einzelnen Stücke feiner (1—2 cm). Sie sind ebenso wie die großen Feuersteintrümmer mit Wüstenlack überzogen.

Edj-Djuef bildet eine durch frühere Verkarstung und Deflation entstandene Senke, die mit den östlichen und nördlichen Teilen des Hamâd durch die wenigen tiefen, in den Rand der Senke eingeschnittenen Uadis in Verbindung steht. Nordwestlich und westlich der Senke biegen die von N kommenden Uadis nach W ab und setzen sich zwischen der Senke im O und dem Basaltgebiet im W nach S fort, weil ihnen der Weg nach Osten, und so zur Senke hin, durch die Wölbung versperrt wird.

Als weiterer Typ der abflußlosen Becken im Arbeitsgebiet sind die Ghudran oder Qi'an des südwestlichen Basaltgebietes zu nennen. Sie kommen am Rand der beiden Basaltplateaus es-Safa und el-Ledja, aber vor allem auf dem es-Safa-Plateau selbst, vor. Sie haben verschiedene Größen (0,5—1 qkm bis wenige Quadratmeter) und Tiefen (1—20 m). Derartige Einsenkungen charakterisieren die Basaltflächen genau so, wie die Khabras das Wüstentafelland. Ihre Entstehung ist vor allem auf die durch Entgasung der Lava mit Bildung von Höhlungen, Klüften, Löchern und Rissen zurückzuführen. In solchen Lavaeinsenkungen, die mit Dolinen und Erdfällen große Ähnlichkeit haben (Bild 8), sammelt sich das Regenwasser und sedimentiert auf ihren Böden eine dünne Ton-, Sand- und Lehmschicht. Durch Verwitterung und Abspülung der Ränder, durch das in den Ghudran fließende Regenwasser sowie durch Deflation vergrößern und vertiefen sie sich. Die weitere Entwicklung der Ghudran geht dann nur noch an den Seiten vor sich, die sich langsam rückwärts verlagern. Eine entsprechende Wirkung in den Ghudranböden wird durch die zunehmende Mächtigkeit der feinen Ablagerungen verhindert. Diese Feinmaterialien stammen aus der Umgebung der Senken, die entweder durch das Regenwasser oder vom Wind transportiert und abgesetzt werden, aber auch aus dem am Ort verwitterten Material. Die am Rande des Plateaus entstandenen Qi'an sind ähnliche Formen, deren Entstehung aber vor allem auf die Abdämmung des fließenden Regenwassers durch die steile Kante (Lohf) des Plateaus zurückzuführen ist (Bild 8).

Am O-Rand der Tlul es-Safa sinkt die Oberfläche langsam zur größten Senke des Basaltgebietes, zur er-Ruhbe-Senke, ab. Sie hat ein Ausmaß von 9 × 23 km und liegt etwa 580 m ü. M. Ihre Oberfläche ist ein ausgetrocknetes Überschwemmungsgebiet und ist wie die großen Khabras der Wüste mit großen polygonalen Trockenrissen bedeckt. Hier sind die Ablagerungen älter als die der Wüstenkhabras. Sie stammen nach W. PONIKAROW aus dem Oberpliozän. In dieser Senke enden mehrere Uadis (z. B. Uadi el-Gharz, Uadi esch-Scham, Uadi Amlud el-Ghumar und Amlud es-Ses). Die Seeablagerungen in den großen abflußlosen Becken des Arbeitsgebietes zeigen im allgemeinen Sedimente aus der letzten Pluvialzeit und teilweise sogar noch ältere. Anstelle der ehemaligen großen Wasserflächen, die heute trocken daliegen, treten Sabkhas (Djerud und Tadmor) oder Restsumpfseen (Bahret el-'Uteibe und el-Hedjane) auf. Auch die Khabrabildung durch Verkarstung deutet auf eine regenreiche Pluvialperiode in der Wüste mit jährlichem Niederschlag von über 250 mm hin, weil die Verkarstung des Kalkes in den Trockengebieten erst bei diesem Wert stattfindet (vgl. u. a. E. WIRTH, 1958, S. 41). Als Zeuge für eine altpleistozäne oder sogar pliozäne Verkarstung ist die edj-Djuef-Senke zu nennen.

E. Karsterscheinungen

Es wurde bei der Behandlung verschiedener Formen auf Karsterscheinungen hingewiesen, besonders bei den Khabras. Sie wurden auch als Beweise für fossile Karsterscheinungen der Pluvialzeit beigebracht. Im Arbeitsgebiet kommen aber auch rezente Karsterscheinungen vor, die sich vor allem in den heute feuchten Westteilen abspielen. In der Hochebene des edj-Djurd, im südlichen Teil des Antilibanon, sind solche Erscheinungen in Form von Karren, Dolinen und Höhlen zu finden. Hier sind die Formen durch die Verkarstung so stark beeinflußt, daß man von einer Karstlandschaft sprechen kann. Die Karren, die einerseits als Rinnenkarren vorkommen, findet man im S, östlich von Ram el-Kabsch und in der Umgebung von Dj. Lemnar, andererseits als Kluftkarren in dem ganzen Gebiet zwischen Uadi ez-Za'rur und Uadi el-Fatli. Die Flächen zwischen den Furchen sind von den Kalk- und Dolomitsteintrümmern und -Fragmenten übersät, die durch Frosteinwirkung abgesprengt wurden. Bei den Dolinen ist der ovale Typ mit einer Breite von 5—30 m, einer Länge von 30—100 m und einer Tiefe von 5—30 m überwiegend. Sie kommen einzeln oder gruppenweise als Dolinenfelder vor. Abgesehen von dem Grund der Dolinen, die mit Terra rossa gefüllt sind, besteht der ganze Djurd aus nacktem, vegetationsarmen Fels.

ZUSAMMENFASSUNG

In dieser Arbeit wurde versucht, die Oberflächenformen der Syrischen Wüste und ihrer Randgebirge, einschließlich des Antilibanon, zu beschreiben und zu erklären. Dabei zeigte sich, daß auch in strukturell bedingten Formen nicht nur die Zusammenhänge zwischen Oberflächengestalt und Untergrund erkennbar sind, sondern auch Art und Weise der Abtragungsprozesse. In Gegenwart und Vorzeit, besonders im Quartär, war die Formenentwicklung im maritimen hohen Westen anders als im kontinentalen niedrigen Osten.

Falten, Schollen, Stufen verschiedener Art sowie vulkanische Formen zeigen in ihrer Gestalt nicht nur die Reaktion der Krustenmaterialien und der Schichtenlagerung den abtragenden Kräften gegenüber an, sondern lassen auch die Entstehung verschiedener geomorphologischer Formenvarianten in einer strukturell bedingten Form erkennen, die in verschiedenen Klimabereichen auftreten (vgl. u. a. die Schichtstufen des Westens und Ostens). Das zeigt, daß bei der Erklärung der Landformen endogene Kräfte allein nicht ausreichen, sondern daß die spezielle Formung durch exogene Kräfte berücksichtigt werden muß. Da die exogenen Kräfte in jedem Klimabereich anders wirken, ist es eigentlich selbstverständlich, daß die Formen jedes Klimabereiches sich von denen anderer Klimabereiche unterscheiden sollten. Der Einfluß der exogenen Kräfte tritt dominierend hervor bei den von der Struktur unabhängigen Abtragungs- und Aufschüttungsformen des Quartärs. Diese Formen wurden näher behandelt, da ihre Untersuchung nicht nur für die jüngste geologische Geschichte der Erde, vor allem ihre klimatische Entwicklung, wie für die allgemeine Geomorphologie sehr wichtig ist, sondern auch für die Praxis des Menschenlebens gerade der ariden Lebensräume.

Bei den Vergletscherungsspuren wurde festgestellt, daß die höheren Zonen ehemalige Vergletscherungsmerkmale in Form von Karen und Nivationsnischen der letzten Pluvialzeit bzw. Würmeiszeit zeigen. In bezug auf die Periglazialerscheinungen konnte auch die tiefste Untergrenze der ehemaligen Periglazialerscheinungen am Rande der Syrischen Wüste um 650 m festgelegt und der Anstieg vom kontinentalen OSO zum maritimen WNW festgestellt werden. Durch Bearbeitung verschiedener Höhenstufen auf verschiedenen Breiten und Meridianen war es auch möglich, den Verlauf der Untergrenze der rezenten Periglazialerscheinungen zu rekonstruieren, die durch einen Anstieg der Erscheinungsvorkommen auch von SOS nach WNW und eine Depression von etwa 750 m im W und 850 m im O zeigen.

Die Tal- und Uaditypen gaben durch ihre Längsprofile, Querschnitte und Terrassen sowie ihre Aufschüttungen in den verschiedenen Bereichen des Arbeitsgebietes weitere Beweise für den Klimawechsel im Pluvial und Postpluvial. Sie zeigten im Zusammenhang mit den Fußschrägflächen am Rand der Bergketten und der Bildung der Terrassen in dem Akkumulationskörper, daß es sich um zwei feuchte Stadien der letzten Pluvialzeit handelt, die den letzten zwei Stadien der Würmeiszeit entsprechen dürften. Außerdem deuteten die Uadis des Wüstentafellandes mit ihren bedeutend älteren, d. h. mittelquartären, Terrassen und mit ihrem gleichmäßigen Gefälle, die für höhere Abflußwerte in dem Pluvial spricht, daraufhin (vgl. u. a. E. WIRTH, 1958, S. 40). Wenn man die Akkumulations- und Erosionsformen in Verbindung mit dem Formenschatz der abflußlosen Becken von Damaskus und Tadmor bringt, würde die Auffassung der zwei pluvialen Stadien bestätigt. Hinsichtlich der Pluvialität des eiszeitlichen Klimas im Arbeitsgebiet sind die Karsterscheinungen der Khabras und der edj-Djuef-Senke zu nennen sowie die Kalksinterablagerungen mit Blattresten, die auf eine Waldvegetation im Baradtal — westlich von Damaskus — hinweisen (zitiert von VAN LIERE, 1961). Höhlensedimente von Jabrud (RUST, 1950) und zahlreiche steinzeitliche Artefakten (RUST, 1950; VAN LIERE, 1961 und K. KAISER, 1963) sind auch weitere Beweise eines regenreicheren Klimas als das heute herrschende.

Schließlich bestätigen die Untersuchungen der Verwitterungserscheinungen an Hand der Krusten-, Rinden-, Wüstenlack-, Wüstenböden- und Sabkhasbildungen sowie die Schuttformationen, Sandfelder und Dünen die Annahme der zunehmenden Trockenheit nach der letzten Pluvialzeit und in dem Postpluvial.

LITERATURVERZEICHNIS

Abdul-Salam, A.: Al-Mardj im Damaskus-Becken und das tscherkessische Dorf „Mardj es-Sultan". Damaskus 1955 (arabisch).

Administration des Grands Projets (Technobromexport): Avant-Projet du Barada et de l'Aouaj. Damas 1961.

Antevs, E.: Valley filling and cutting. Jour. Geol. 60, 1952, p. 375—385.

Awad, H.: La montagne du Sinai central, étude morphologique. Publ. de la Société de Géogr. d'Egypt, Kairo 1950

Awad, H.: A new type of Desert „Cuesta" in Central Sinai. Annals of the Faculty of Arts, Ibrahim University, Kairo II, 1953.

Banse, E.: Syrische Fragmente. Geogr. Ztschr., S. 571—589, 1909.

Baulig, H.: Vocabulaire Franco-Anglo-Allemand de Géomorphologie. Paris 1956.

Behrmann, W.: Beobachtungen am Rande der Wüste. Geogr. Ztschr. S. 321—333 und 399—412, 1932.

Blanckenhorn, M.: Grundzüge der Geologie und physischen Geographie von Nord-Syrien. Berlin 1891.

Blanckenhorn, M.: Das Klima der Quartärperiode in Syrien, Palästina und Ägypten; Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. Verh. II. Internationalen Geol. Kongr. Stockholm, S. 425—428, 1910.

Blanckenhorn, M.: Syrien, Arabien und Mesopotamien. — Hdb. d. region. Geol. 5, t. 4. H., Heidelberg 1914.

Blanckenhorn, M.: Der sog. „Syrische Bogen" und die erythräische Geosynklinale. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., S. 206—226, Berlin 1925.

Bobek, H.: Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. Ztschr. f. Gletscherkunde, 25, S. 130—183, Berlin 1937.

Boesch, H. H.: Beiträge zur Morphologie des Nahen Ostens. Ecologae Geologicae Helvetiae, 42, S. 23—33, 1949.

Büdel, J.: Bericht über klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Nieder-Afrika auf Grund einer Forschungsreise 1950/51. Erdk., VI, S. 104—132, 1952.

Büdel, J.: Sinai „die Wüste der Gesetzesbildung". Festschrift Hans Mortensen, Bd. 28, S. 63—85, Bremen-Horn 1954.

Burdon, L. J., Mazloum, S. und Safadi, CH.: Ground Water in Syria. Xéme Cong. Ass. Inter. Hydrol. de l'U.G.G.I., Rome 1954.

Burton, R. F.: Notes on an Exploration of the Tulul el Safa, the Volcanic Region east of Damascus and the Umm Niran Cave. Jour. of the Royal Geogr. Society, p. 49—61, XLII, 1872.

Burton, R. F. und Tyrwhitt-Drake, C.: Notes of a Reconnaissance of the Anti-Libanus. Jour. of the Royal Geogr. Society, p. 408—425, XLII, 1872.

Butler, H. C.: Desert Syria, the land of a lost civilization Geogr. Rev. p. 77—108, 10, 1920.

Butzer, K. W.: Late glacial and postglacial climatic variations in the Near East. Erdk. XI, S. 21—35, 1957.

Butzer, K. W.: "The Near East during the last glaciation: A paleogeographical sketch". Geogr. Jour., p. 367 ff., 124, 1958.

Butzer, K. W.: Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. Bonner Geogr. Abh., H. 24, Bonn 1958.

Cizancourt, H. de: La tectonique profonde de la Syrie et du Liban. Essai d'interprétation géologique des mesures graphimétriques. Notes et Mém., p. 157—190, IV, 1945-1948.

Combier, CH.: La Climatologie de Syrie et du Liban. Rev. Géogr. et de Géol., p. 319—352, Paris 1933.

Creutzburg, N.: Über junge Verschüttungserscheinungen auf der Insel Kreta und ihre Beziehungen zum Klima des Pleistozäns. Annal. Géol. d. Pays Helléniques, p. 1—11, Athénes 1961.

Cyrill, C. G.: Explorations in the Desert East of the Hauran and in the ancient Land of Bashan. Jour. of the Royal Geogr. Society, p. 226 ff., 28, London 1858.

Davis, W. M.: The Geographical Cycle in an Arid Climate. Jour. of Geol. p. 381—407, XIII, 1905 und in: Geographical Essays, p. 296—322, Dover 1954.

Diener, C.: Libanon. Grundlinien der physischen Geographie und Geologie von Mittel-Syrien. Wien 1886.

Dresch, J.: Observations sur la région de Palmyre (Syrie). Bulletin de l'association de Géographes Francais, p. 2—18, 1963.

Dubertret, L.: Etude des régions volcaniuqes du Haouran, du Djebel Druze et du Diret et-Touloul. Rev. de Géogr. physique et de Géol. dynamique, II, fasc. 4, p. 275—321, 1929.

Dubertret, L.: Problème de la geologie du levant. Bulletin de la Société géologique de France, XVII, p. 3—31, 1947.

Dubertret, L.: Aperçu de géographie physique sur le Liban, l'Anti-Liban et la Damascéne. Notes et Mém. IV, p. 191—226, 1945—1948.

Dussaud, R.: Mission dans les régions désertiques de la Syrie moyenne. Paris 1903.

Fezer, F.: Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald. Forsch. zur Deutsch. Landeskunde, Bd. 87, Remagen/Rh. 1957.

Fish, W. B.: The middle East. A physical, social and regional geography. 2. Aufl., London 1952.

Fish, W. B. und Dubertret, L.: Carte pluviométrique du Moyen-Orient au deux millionième. Notes et Mém. Syrie et Liban, 4, p. 115—121, Beyrouth 1945—1948.

Flohn, H.: Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. Erdk., S. 266—275, 1953.

Fraas, O.: Aus dem Orient. Teil I: Geologische Beobachtungen am Nil, auf der Sinai-Halbinsel und in Syrien. Jb. Ver. vaterl. Naturk. Württ., Jg. 23, S. 145—362, Stuttgart 1867.

Fraas, O.: Aus dem Orient. Teil II: Geologische Beobachtungen aus dem Libanon. Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., Jg. 34, S. 257—390, Stuttgart 1878.

Gautier, E. F.: Le Sahara. Paris 1928.

Hartmann, M.: Beiträge zur Kenntnis der Syrischen Steppe. Ztsch. Dtsch. Pal.-Ver., XXII, XXIII, Leipzig 1900.

Haude, W.: Über vieljährige Schwankungen des Niederschlags im Vorderen Orient und nordöstlichen Afrika und ihre Auswirkungen auf die Ausbreitung von Tier und Mensch. Die Erde, 94, H. 3/4, S. 281—312, 1963.

Hermes, K.: Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze. Köln 1954.

Hövermann, J.: Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. Gött. Geogr. Abh., H. 2, 1949

Hövermann, J.: Über glaziale und „periglaziale" Erscheinungen in Erithrea und Nordabessinien. Vorläufige Ergebnisse einer Forschungsreise im Jahre 1953. Festschrift Hans Mortensen, Bd. 28, S. 87—111, Bremen-Horn 1954.

Hövermann, J.: Über die Höhenlage der Schneegrenze in Äthiopien und ihre Schwankungen in historischer Zeit. Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-Phys. Kl. Nr. 6, 1954.

Hövermann, J.: Über Strukturböden im Elburs (Iran) und zur Frage des Verlaufs der Strukturbodengrenze. Ztschr. f. Geomorph., NF. 4, S. 173—174, Berlin 1960.

Hövermann, J.: Schollenrutschungen und Erdfließungen im nördlichen Elburs (Iran). Contributions inter. à la Morphol. des versants. Suppl.-Bd. 1 der Ztschr. f. Geomorph. S. 206—210, Berlin 1960.

Hövermann, J.: Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, 94, H. 2, S. 126—135, 1963.

Ibn Battuta, M. Ibn A.: Tuhfat an-nuzzar fi rarаib al amsar wa agaib al asfar. 4 Vol., Paris 1853—1858 (arabisch).

Ibn Hawkal, Abu-L-Kasim: Kitab al-masalik wa-l-mamalik. 2 Vol., Leiden 1873 (arabisch).

Jakut Ibn A. Ar-Rumi: Kitab mugam al-Budan, Jacut's geographisches Wörterbuch, 6 Bd., Leipzig 1866—1873.

Jaranoff, D.: Das Klima des Mittelmeergebietes während des Pleistozäns und Quartärs. Geol. Rundsch., 34, S. 435 bis 466, Stuttgart 1944.

Jux, U. und **Omara, S. M.:** Der geologische Aufbau der Umgebung von Palmyra in Syrien. Geol. Rundschau, 49, S. 467—486, Stuttgart 1960.

Kaiser, K.: Die Ausdehnung der Vergletscherungen und „periglazialen" Erscheinungen während der Kaltzeiten des quartären Eiszeitalters innerhalb der syrisch-libanesischen Gebirge und die Lage der klimatischen Schneegrenze zur Würmeiszeit im östlichen Mittelmeergebiet. Report of the VIth Inter. Congr. an Quaternary, Vol. III: Geomorphological section, Warsaw 1961, S. 127—148, Lodz 1963.

Kaiser, K.: Quartärgeologische Untersuchungen in den Levanteländern Syrien und Libanon. Habilitationsschrift, Math.-Nat. Fak. der Universität Köln. (Im Druck.)

Klaer, W.: Beobachtungen zur rezenten Schnee- und Strukturbodengrenze im Hochlibanon. Ztschr. f. Geomorph., NF. 1, S. 57—70, Berlin 1957.

Klaer, W.: Studien zum Pleistozän im Libanon, im Sinaigebirge und im Toros Dagh. Verh. Dtsch. Geographentag 32, S. 204—210, Wiesbaden 1960.

Knetsch, G.: Beitrag zur Kenntnis von Krustenbildungen. Ztsch. Dtsch. Geogr. Ges., 89, S. 177—192, Berlin 1937.

Kober, L.: Geologische Untersuchungen in Vorderasien. I. Tl. Denkschr. d. Kaiserl. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl.,, 91, S. 379—427, Wien 1915.

Koert, W.: Geologische Beobachtungen in Syrien und Palästina während des Feldzuges 1917-18. Ztschr. Deutsche Geol. Ges. 76, S. 1—46, Berlin 1924.

Kremer, A. v.: Mittelsyrien und Damaskus. Wien 1833.

Krenkel, E.: Der Syrische Bogen. Centralbl. f. Miner., 9 u. 10, S. 274—281 und 301—313, Stuttgart 1924.

Krenkel, E.: Geologie von Afrika, I. (Syrabien). Berlin 1925.

Kuenen, P. H.: Marine Geology. New York, London 1963.

Kürsten, M.: Zur Frage der Geröllorientierung in Flußläufen. Geol. Rundschau, 49, S. 498—501, Stuttgart 1960.

Lees, G. M.: Some structural and stratigraphical aspects of the oilfields of Middle East. Inter. Geol. Congr. Great Britain, Report of the 18th Session, Part VI, p. 26—33, 1948.

Liere, W. J. van: Observations on the Quaternary of Syria. Publ. of the General Directorate of antiquites and museum in the Syrian Region of the U. A. R.: Aus „Berichten van den Rijksdienst voor het Oudheidkundig Bodemonderzoek, Jg. 10—11, 1960—1961". Damascus 1961.

Linck, G.: Die Schutzrinden. In: E. Blanck, Handbuch der Bodenlehre, Bd. III, S. 490—505, Berlin 1930.

Louis, H.: Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. Geol. Rundschau, 34, S. 447—481, 1944.

Machatschek, F.: Das Relief der Erde. 2. Bd. Berlin 1940.

McGee, W. J.: Sheetflood Erosion. Bull. Geol. Soc. Am., VIII, p. 87—112, 1897.

Meckelein, W.: Forschungen in der zentralen Sahara. Braunschweig 1959.

Mensching, H.: Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. Würzburger Geogr. Arb., H. 1, Würzburg 1954.

Mensching, H. und **Raynal, R.:** Fußflächen in Marokko. Peterm. Geogr. Mitt. S. 171—176, Gotha 1954.

Mitchell, R. C.: Notes on the geology of Western Irak and Northern Saudi Arabia. Geol. Rundschau, 46, S. 476-493, Stuttgart 1957.

Mortensen, H.: Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., NF. 12, 1, Göttingen 1927.

Mortensen, H.: Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen einer vergleichenden Morphologie der Klimazonen. Peterm. Geogr. Mitt., Ergh. 209, S. 147—156, 1930.

Mortensen, H.: Die Wüstenböden. In: E. Blanck, Handbuch der Bodenlehre, Bd. 3, S. 437—490, Berlin 1930.

Mortensen, H.: Die Salzsprengung und ihre Bedeutung für die regional-klimatische Gliederung der Wüsten. Peterm. Geogr. Mitt. S. 130—135, 1933.

Mortensen, H.: Rumpffläche - Stufenland - Alternierende Abtragung. Peterm. Geogr. Mitt. S. 1—14, 1949.

Mortensen, H.: Das Gesetz der Wüstenbildung. Universitas 5, S. 801—814, Stuttgart 1950.

Mortensen, H.: Über Wandverwitterung und Hangabtragung in semiariden und vollariden Gebieten. Congr. Intern. de Géographie, Rio de Janeiro 1956.

Mortensen, H.: Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen. Ztschr. f. Geomorph., NF. 1, S. 44—56, Berlin 1957.

Mortensen, H.: Abtragung und Formung. Neue Beiträge z. inter. Hangforschung, Nachr. der Akad. der Wiss. in Göttingen II, Math.-Phys. Kl., Göttingen 1963, S. 17—27.

Mortensen, H. und **Hövermann, J.:** Der Bergrutsch an der Mackenröder Spitze; ein Beitrag zur Frage der klimatisch bedingten Hangentwicklung. Premier Rapport de la Commission pour l'étude des Versants, p. 149—155, Amsterdam 1956.

Musil, A.: Arabia Deserta. American Geogr. Soc. Oriental Explorations and Studies No. 2, New York 1927.

Musil, A.: Palmyrena. American Geogr. Soc. Oriental Explorations and Studies, No. 4, New York 1928.

Omara, S. M. und **Jux, U.:** Die Qasyoun-Antiklinale bei Damaskus (Syrien). Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 112, S. 62—74, Hannover 1960.

Oppenheim, M. v.: Vom Mittelmeer zum Persischen Golf. I. Bd. Berlin 1899—1900.

Passarge, S.: Verwitterung und Abtragung in den Steppen und Wüsten Algeriens. Geogr. Ztschr. S. 493—510, Leipzig 1909.

Passarge, S.: Morphologische Studien in der Wüste von Assuan. Abh. a. d. Gebiet d. Auslandskde., Bd. 60, Reihe C, Nat.-Wiss., Bd. 17, Hamburg 1955.

Pfannenstiel, M.: Das Quartär der Levante. I. Die Küste Palästina-Syriens. Akad. Wiss. u. Liter. (Mainz), Math.-Nat. Kl., S. 333—475, Mainz 1952.

Poidebord, A.: Reconnaissance aérienne au Ledja et au Safa. Observations géographiques. La Géographie, 4, p. 1—17, 1929.

Poser, H.: Klimamorphologische Probleme auf Kreta. Ztschr. f. Geomorph., NF. 1, S. 113—142, Berlin 1957.

Poser, H. und **Hövermann, J.:** Beiträge zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. Abh. Wiss. Ges. III, S. 61—115, Braunschweig 1951.

Report on Water Supply of Pastures in Syrian Arab Republic. Moscow 1961.

Rust, A.: Die Höhlenfunde von Jabrud (Syrien). Neumünster 1950.

Rutte, E.: Kalkkrusten im östlichen Mittelmeer. Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges., 112, S. 81—90, Hannover 1960.

Safadi, Ch.: Hydrogéologie du Bassin d'ed-Daou (a l'Ouest de Palmyre). Association Inter. d'Hydrologie (Assem. génér.), 2, Rome 1954.

Safadi, Ch.: Hydrogéologie des terrains volcaniques de la Syrie méridionale. Thèse présenté à la Faculté des Sciences de l'Université de Nancy 1955.

Safadi, Ch.: Grundwasserfrage der Badiet esch-Scham (die Syrische Wüste). Ztschr. d. Mitt. d. Wiss., H. 3, Damaskus 1958 (arabisch).

Safadi, Ch.: Hydrologie des Mdjar el-Qalamun-Beckens. Archiv des Ministeriums f. öffentl. Arbeiten, Damaskus 1959 (arabisch).

Schamp, H.: Das Hochgebirge des südlichen Sinai und die Frage nach seiner diluvialen Vereisung. Ztschr. d. Ges. f. Erdkde. 3, S. 18—25, Berlin 1951/52.

Scharlau, M.: Zum Problem der Pluvialzeiten in Nordost-Iran. Ztschr. f. Geomorph., NF. 2, S. 258—277, Berlin 1958.

Schiffers, H.: Die Seen in der Sahara. Ztschr. d. Ges. für Erdkde., S. 1—13, Berlin 1951/52.

Schmitthenner, H.: Die Stufenlandschaft am Nil und in der Libyschen Wüste. Geogr. Ztschr. 37, S. 526—540, Leipzig 1931.

Schwarzbach, M.: Das Klima der Vorzeit. Stuttgart 1950.

Spreitzer, H.: Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. Contributions inter. à la Morphol. des versants. Suppl.-Bd. 1 d. Ztschr. f. Geomorphologie, S. 211—236, Berlin 1960.

Stephens, C. G.: A manual of Australian Soils. 3d Edition, Melbourne 1962.

Thornthwaite, C. W.: Climatology in Arid Zone Research. In: Future of Arid Lands, The: Papers and Recommendations from the International Arid Lands Meetings, Hg. von G. F. Withe, Publ. No. 43 of the Amer. Assoc. for the Advancements of Science, S. 67—84, Washington D C. 1956.

Troll, C.: Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundsch. 34, S. 545—694, Stuttgart 1944.

Troll, C.: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdk. I, S. 162—175, 1947.

Troll, C.: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. Erdk. II, S. 1—21, 1948.

Troll, C., Landsberg, H. E. und **Lippmann, H. S.:** Weltkarten zur Klimakunde. Hamburg 1963.

UNESCO: Reviews of Research on Arid Zone Hydrology; Arid Zone Programme - I, Paris 1953.

UNESCO: Guide Book to Research Data for Arid Zone Development; Arid Zone Research - IX, hrsg. von B. T. Dickson, Paris 1957 a.

UNESCO: Climatology. Reviews of Research. Arid Zone Research - X, Paris 1958.

UNESCO: Explanatory notes for map legend of Palmyra Area. Training course in Geomorphology in Syria, Damascus 1962.

Vaumas, E. de: La fracture syrienne et le fossé palestinien. Réinterprétation du "fossé syrien". Rev. bibl. 54, 3, p. 370—387, Paris 1947.

Vaumas, E. de: Sur la structure de l'Anti-Liban et l'Hermon. C. R. Acad. Sci., p. 2166—2168, Paris 1948.

Vaumas, E. de: Sur la surface d'érosion polycyclique de l'Anti-Liban et de l'Hermon. C. R. Acad. Sci. 228, p. 326—328, Paris 1949.

Vaumas, E. de: La structure du Proche-Orient. Essai de synthèse. Bull. Soc. roy. géogr. d'Egypte, 23, fasc. 3-4, p. 265—320, Kairo 1950.

Vaumas, E. de: Le Liban (Montagne libanaise, Bekaa, Anti-Liban, Hermon, Haute Galilée libanaise). Etude de Géographie physique. 3 Vol. Paris 1954.

Vaumas, E. de: Structure et Morphologie du Proche-Orient. Nouvel essai de synthèse et orientations de recherche. Rev. de Géogr. Alpine, XLIX, 1er article p. 225—275, 2e article p. 433—511, 3e et dernier article p. 645—739, Grenoble 1961.

Voûte, C.: Climate or tectonics? Geol. en Mijnb., N.S. 17, S. 197—206, 's-Gravenhage 1955.

Voysey, A.: Notes on the Lajâ. Geogr. Jour. LVI, p. 206—213, 1920.

Walther, J.: Das Gesetz der Wüstenbildung. Leipzig 1924.

Wetzel, R.: La Quaternaire côtier de la région de Tripoli (Liban). Notes et Mém. Syrie et Liban, 4, p. 1—48, Beyrouth 1945—1948.

Wetzstein, J. G.: Reisebericht über Hauran und die Trachonen. Nebst Anhang. Berlin 1860. (Auch in: Ztschr. für allgem. Erdk., NF. VII, S. 109—208, Berlin 1859.)

Wilhelmy, H.: Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig 1958.

Wirth, E.: Morphologische und bodenkundliche Beobachtungen in der syrisch-irakischen Wüste. Erdk. XII, S. 26—42, 1958.

Wirth, E.: Dürrejahre in Vorderasien. Geogr. Rundschau, S. 332, 1961.

Wissmann, H. v.: Über seitliche Erosion. Colloquium Geographicum, 1, Bonn 1951.

Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter. 2. Aufl., 2 Bde., Stuttgart 1954 und 1958.

Zeuner, F. E.: Das Problem der Pluvialzeiten. Geol. Rundschau 41, S. 242—253, Stuttgart 1953.

Zumoffen, G.: Géologie du Liban. Paris 1926.

KARTENVERZEICHNIS

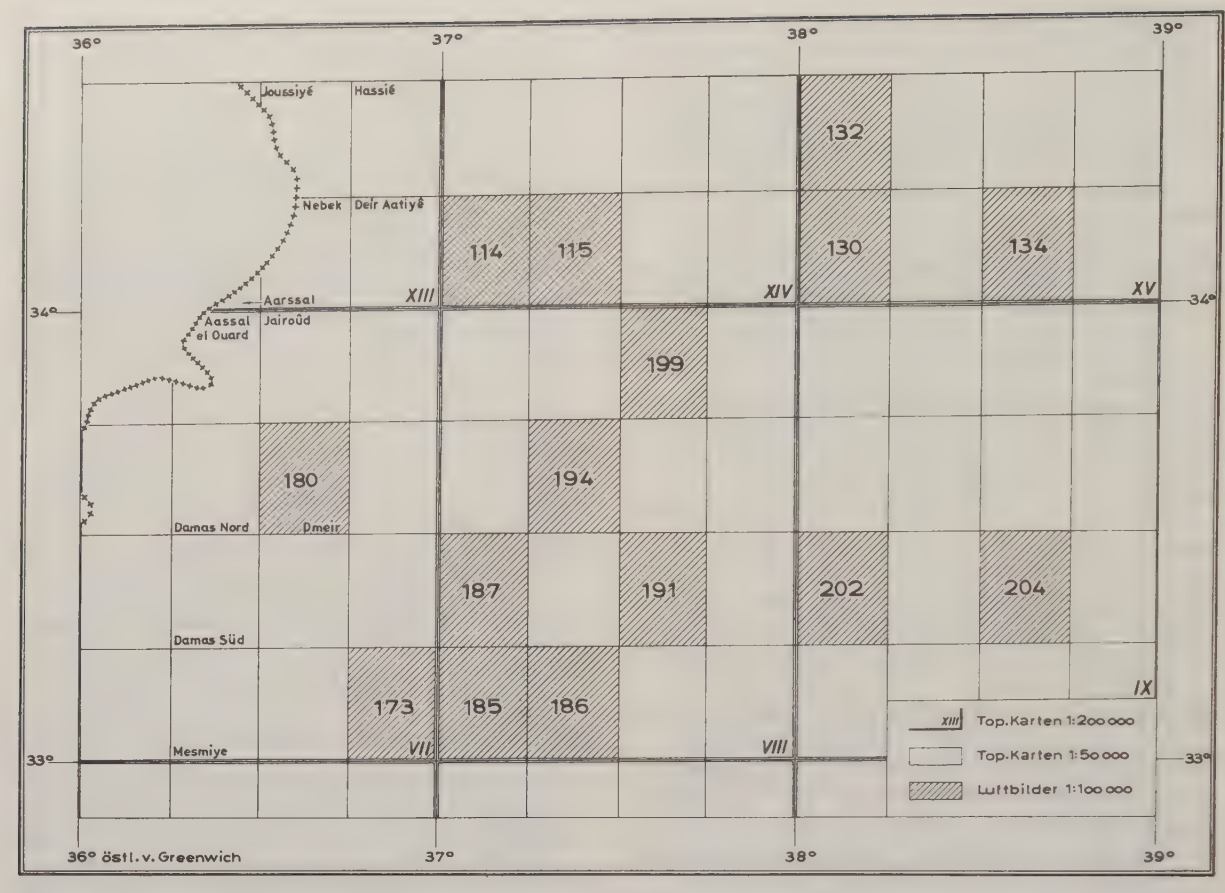
I. Topographische Karten

1. Levant, 1 : 5000e, Inst. Géogr. National, Paris 1941—1945 (vgl. Skizze A).
2. Levant, 1 : 200 000 e, Inst. Géogr. National, Paris 1949-1950 (vgl. Skizze A und B).
3. Levant, 1 : 500 000 e, Blätter: Damas und Palmyre, Service Géographique des F.F.L. 1945.
4. World, 1 : 1 000 000, Blatt: Damas, NI-37. D Survey. War Office and Air Ministry, 1959.

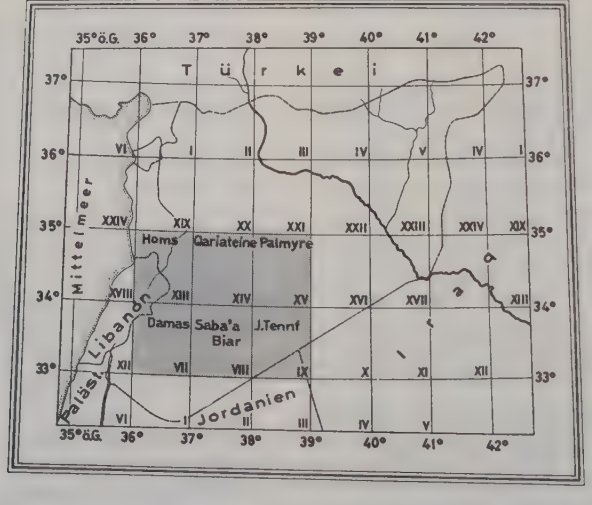
II. Thematische Karten

1. Landforms of the Near East, 1 : 2 800 000, von E. Raiz, Cambridge, Mass. 1951.
2. Geomorphologische Karte der Syrischen Wüste und ihrer Umgebung, 1 : 500 000, von A. Abdul-Salam, Berlin 1962 (unveröffentlicht).
3. Geomorphological Reconnaissance Map of Palmyra Area, 1 : 50 000. Ministry of Industry, Directorate of Geological Researches and Mineral Prospecting, Damascus 1962 (Lichtpause).
4. Soil Map of Syria, 1 : 1 000 000, Major Projects Administration, Damascus (Lichtpause).
5. Soil Map of Syria, 1 : 500 000, Sheet 3, Damascus, Major Projects Administration, Damascus 1963 (Lichtpause).
6. Carte Hydrogeologique du Bassin de Majarr el-Qalamoun, 1 : 100 000, von Ch. Safadi, Damas 1959.
7. Carte Hydrologique (von Syrien), 1 : 1 000 000, von Ch. Safadi, Damas 1960.
8. Geological Map of Syria (Geologitscheskaja Karta Sirii), 1 : 200 000, von V. Ponikarow u. a., 1962 (vgl. Skizze B).
9. Carte Géologique de la Syrie et du Liban, 1 : 1 000 000, 2e édition, von L. Dubertret, 1943.
10. Moyen Orient — Carte de Plules —, 1 : 2 000 000, von W. B. Fish und L. Dubertret, Beyrouth 1945.
11. Niederschlagsverteilungs-Karte von Syrien, 1 : 1 000 000, Syrisch-Arabisches General-Direktorat der Meteorologie, Damaskus 1962 (in arabisch).
12. Map of Geobotanical Zones (der Syrischen Wüste), 1 : 1 000 000, Moscow 1961.

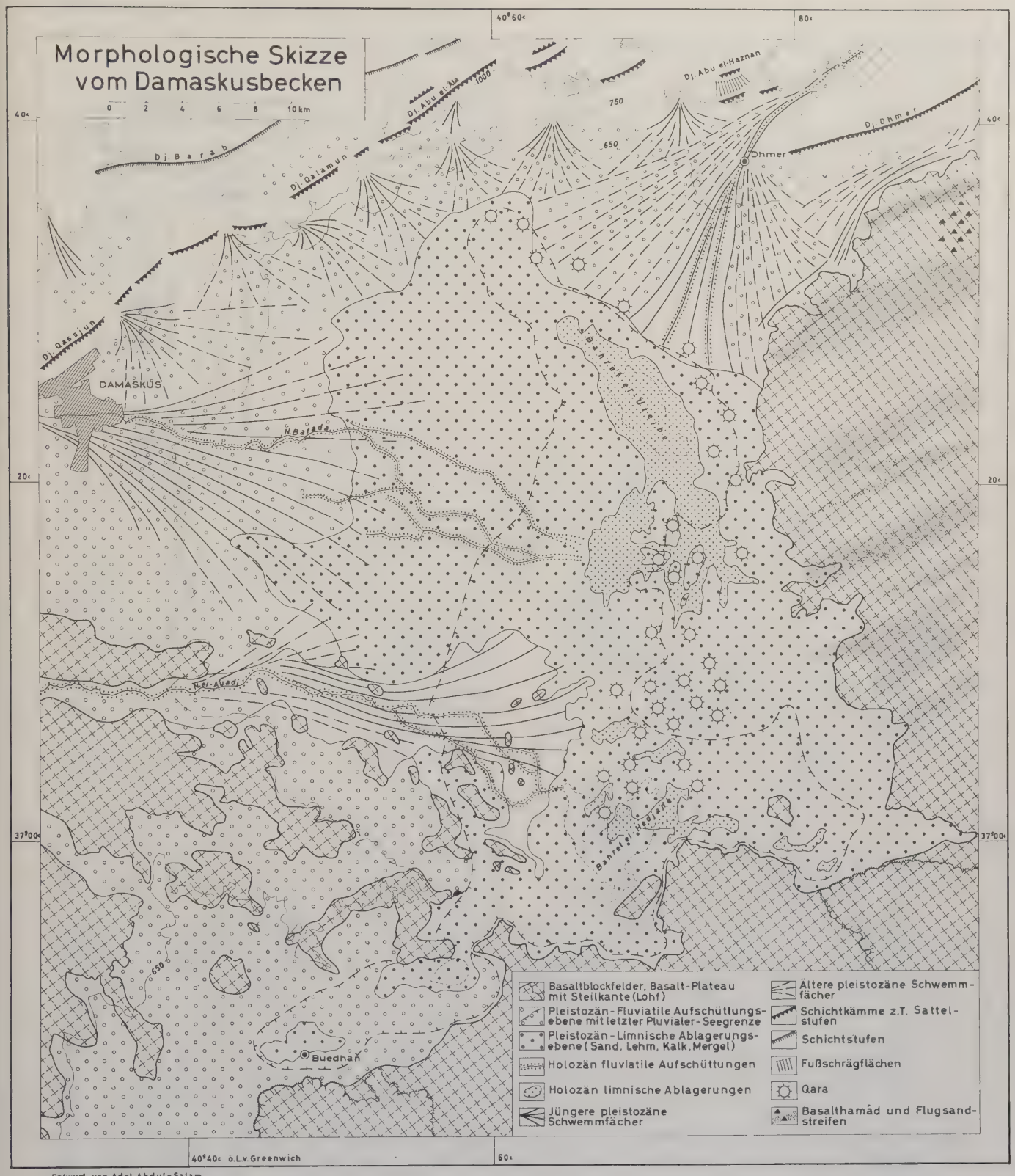
Dazu wurden verwandt 15 Kombinationen von Luftbildern im Maßstab 1 : 100 000 sowie 170 Luftaufnahmen im Maßstab 1 : 25 000 (vgl. Skizze A).



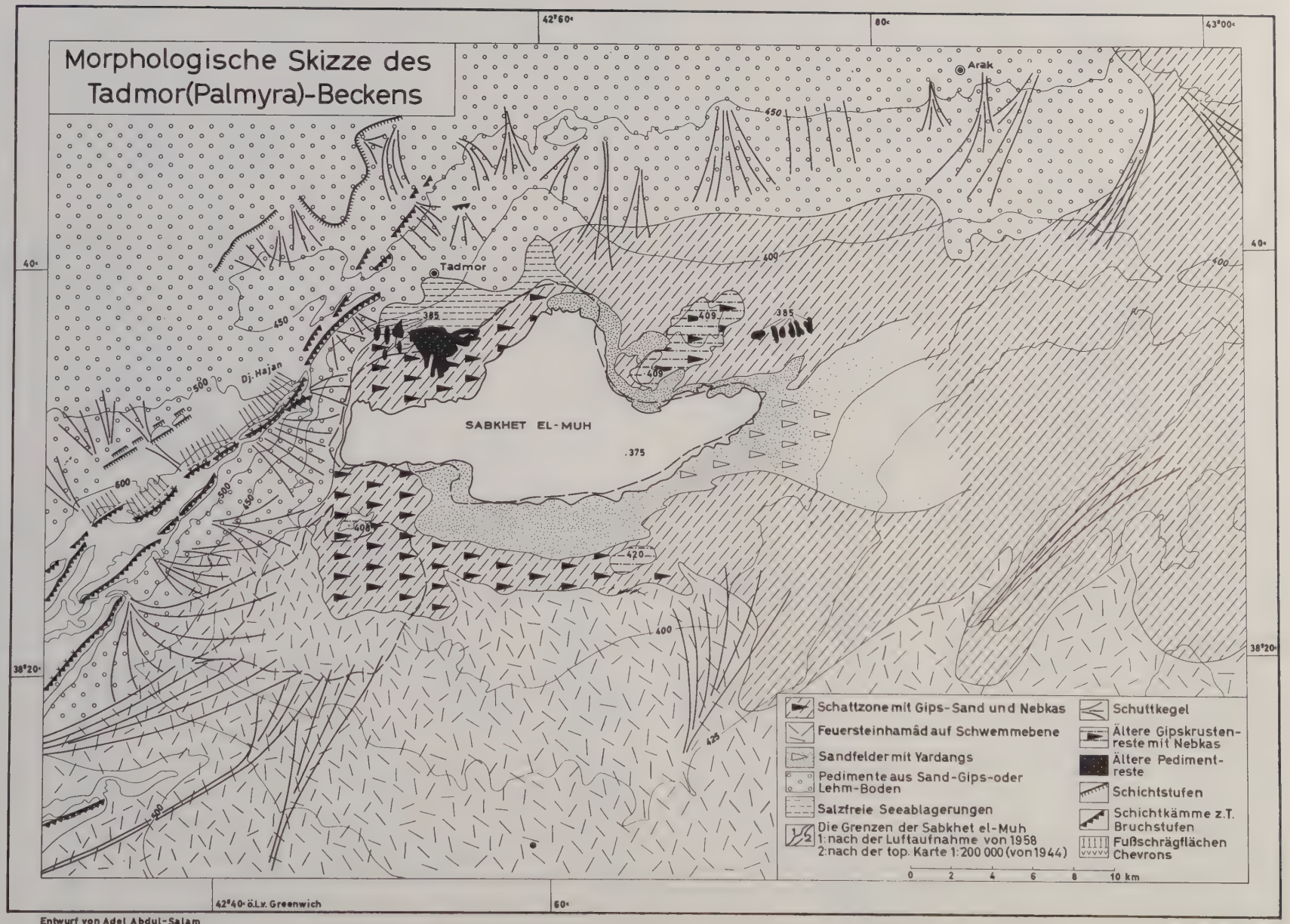
Skizze A zeigt die topographischen Karten und Luftbilder, die in dieser Arbeit verwendet worden sind. Innerhalb der kombinierten Luftbildblätter im Maßstab 1 : 100 000 sind 170 Bilder im Maßstab 1 : 25 000 interpretiert.



Skizze B der geologischen Karten im Maßstab 1 : 200 000, die in dieser Arbeit verwendet worden sind.



Entwurf von Adel Abdul-Salam



Entwurf von Adel Abdul-Salam

Bild 1 Ausgeräumter Karn und Schichtrippen (Vordergrund) des Dj. Khnezir. Blick nach W. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 3 Dj. Ma'lula Schichtstufe (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 4 Schichtstufen des el-Qualamun SW von es-Sehl; im Hintergrund die Schichtstufe des Dj. Jabrud-Ma'lula (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 5 Schalenverwitterung im Kalksandstein des Obereozäns am SO-Rand der edj-Djuef Senke (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 6 Zeugenberge (Qarat) am N-Rand der Ttrag al-'Alab Schichtstufe; im Vordergrund die Landterrassenoberfläche der Schichtstufe, (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 7 Reste und Zeugenberge einer Schichtfläche NO. von edj-Djuef Senke, (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 2 Luftaufnahme der nordwestlichen Vorkette des Dj. Nassrani. (Archiv der Major Projects Administration in Damaskus, durch Vermittlung der Damaskus Universität).

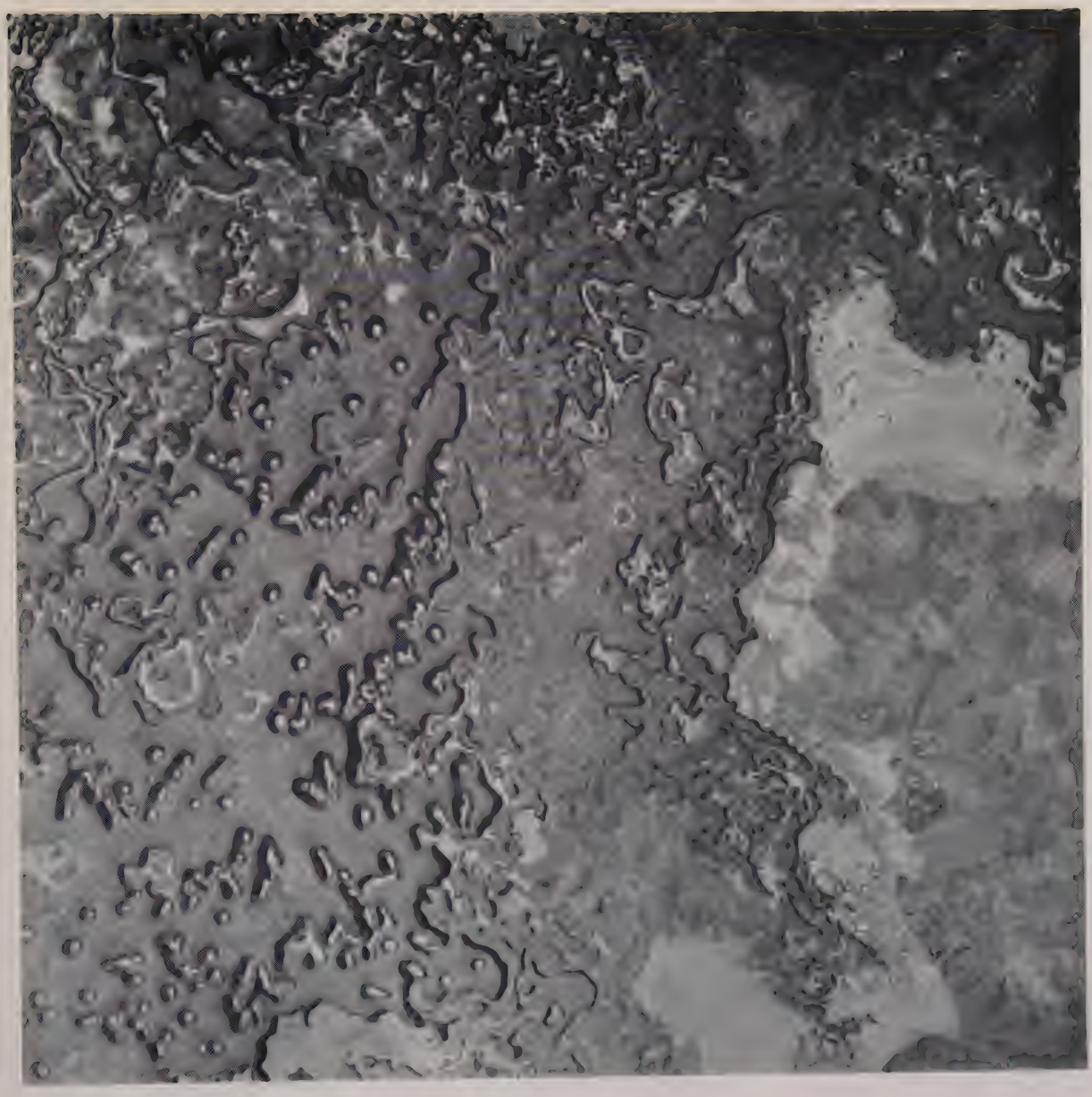


Bild 8 Luftaufnahme des westlichen Randes vom es-Safa Basaltplateau zeigt die Basaltdecke mit der steilen Kante (Lohf) und den zahlreichen Ghudran. (Archiv der Major Projects Administration in Damaskus, durch Vermittlung der Damaskus Universität).

Bild 10 Dj. und Uadi el-Barde. Der Gipfel zeigt eine Kammlinie, der Hang bietet in seinem Unterteil ein breites Pediment. Rechts sind die zerschnittenen Feinmaterialablagerungen hinter der Talsperre des Uadi el-Barde. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 9 Uadi el-Buttmijat, die Basaltdecke bildet eine Stufe, der Hang ist mit Basaltblöcken bedeckt. (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 12 Nivationsnische im Antilibanon, NW. von Ttae'et Musa über 2500. (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 13 Durch ehemalige Solifluktion abgerundete Bergrükken in der südlichen Umgebung von Dj. Hajan um 780—800 m. Ähnliche Formung ist im Antilibanon und im Dj. en-Nabk zu finden. (Aufn. Verfasser 1963).

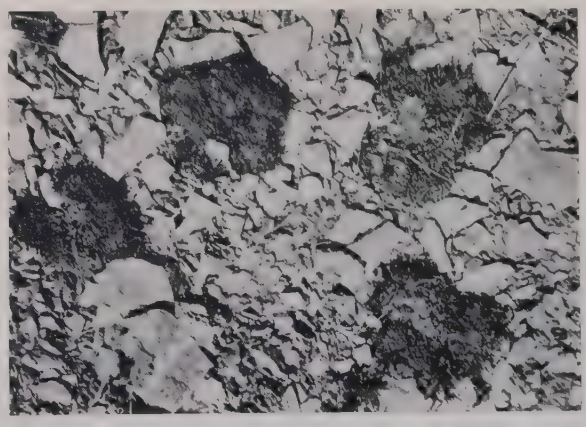


Bild 14 Steinringe im Dj. en-Nabk über 1800 m ü. M. (Aufn. Verfasser 1963).

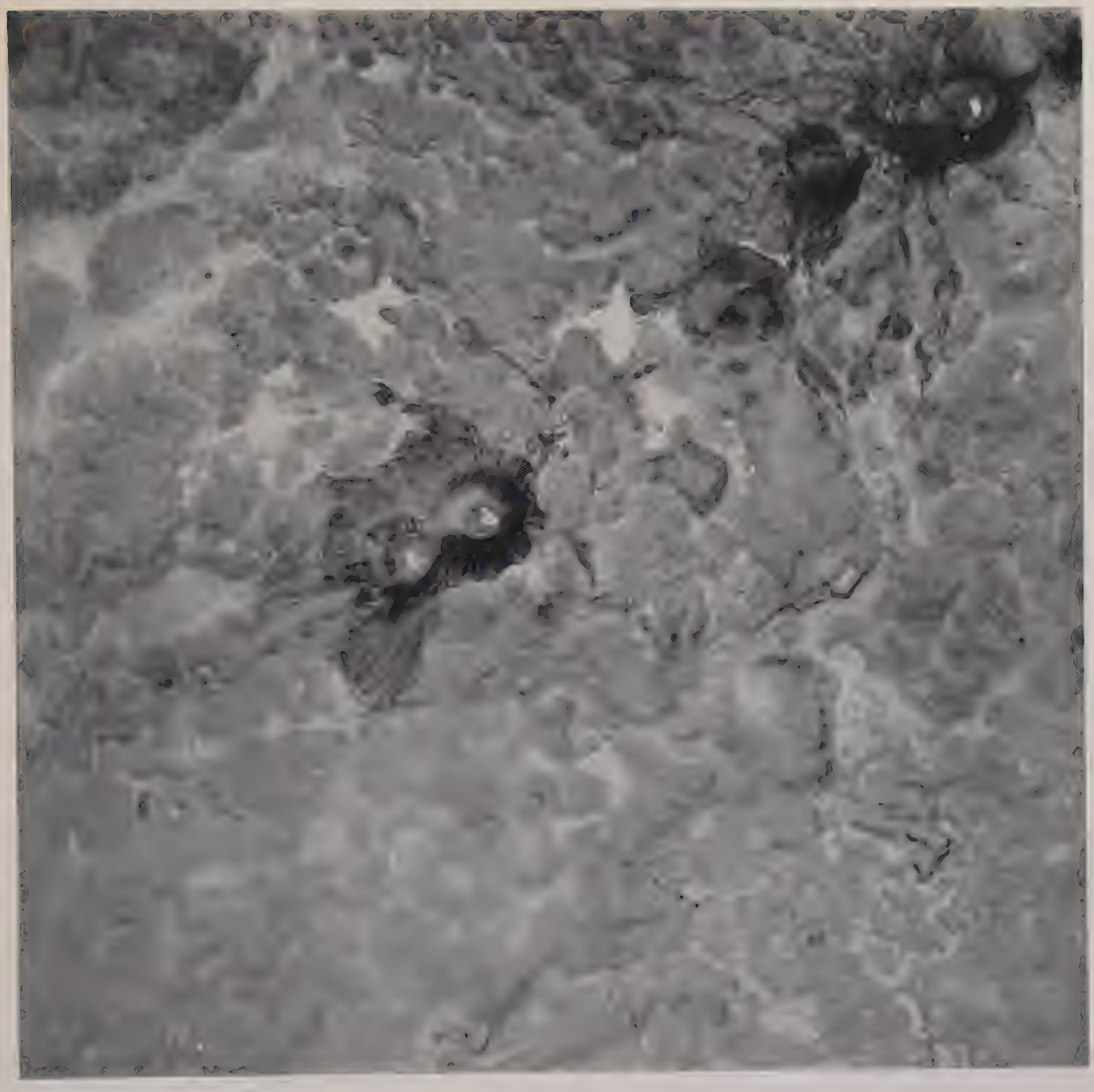


Bild 11 Luftbild von Sirrât el-Hadjar Vulkankegel in Diret et-Tlul. (Archiv der Major Projects Administration in Damaskus, durch Vermittlung der Universität Damaskus).

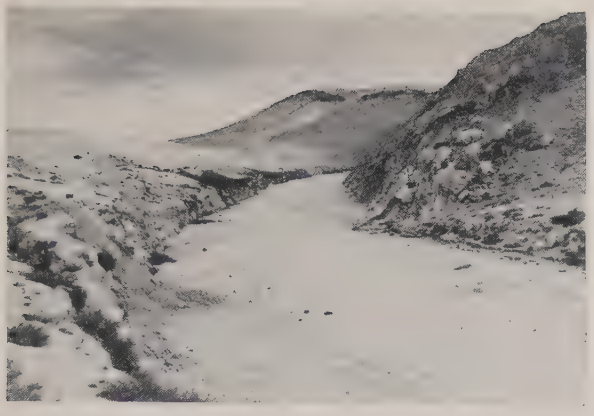


Bild 15 Uadi el-'Assafir nördlich von Dhmer. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 16 Uadi Aufschüttung und Einschnitt am S-Hang des Dj. Nassrani. (Aufn Verfasser 1963).

Bild 17 Sadd el-Barde Talsperre. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 18 Talbett eines Uadis südlich von Dj. Khnezir. Die Schuttstücke zeigen eine Dachziegellagerung, links ist talab. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 19 Mittellauf des Uadi el-Mleike, links die Niederterrasse. (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 20 Oberfläche des Schuttkegels am S-Fuß des Dj. Hajan zeigt verfestigte Blöcke und Tonrinde. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 21 Schuttprofil einer Talkante im Schuttkegel des Dj. Hajan, zeigt grobe, aber erkennbare Schichtung des Schuttes. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 22 Fußschrägflächen am S-Hang des Dj. Abu el-Haznan nördlich von Dhmer. (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 23 Fußschrägflächen des N-Hanges von Dj. Hajan. Die harten Turon-Schichten bilden oberhalb der Fußschrägflächen Chevrons. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 24 Kalkkruste auf der Fußschrägfläche am N-Fuß des Dj. Khnezir. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 25 Feuersteinhamâd des es-Sauanat Gebietes. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 26 Kalkhamâd nordöstlich der edj-Djuef-Senke. (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 27 Lockerstaubboden südwestlich von Sab'a Biar. (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 28 Tonrinde südlich von Rummana. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 29 Basaltblöcke des Dj. et-Tanf, scharfkantige mit Wüstenlack überzogene Blöcke zeigen neben den abgerundeten (oben und rechts) mit Flechten bedeckten Blöcken, einen Klimawechsel. (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 30 Austrocknung polygonale Risse und Wulstungen der Salzkruste der Sabkha von Djerud, (Größe 20 — 150 cm). (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 31 Yardangs am NO-Rand der Sabkha von Djerud. Die steilen Seiten sind gegen den SW-Wind gerichtet, zwischen den alten Dünen weht der Wind die Gipssandkörner nach NO fort. (Aufn. Verfasser 1962).

Bild 32 Die Brandungsterrasse des pluvialzeitlichen Damaskus-Sees am O-Hang des Tell el-Hedjane. (Aufn. Verfasser 1963).

Bild 33 Aus Kalktuff, Mergel, Kalk und Gips bestehende Qara (Zeugenberg) in dem z. Z. ausgetrockneten Hedjane See (15 m hoch). (Aufn. Verfasser 1962).

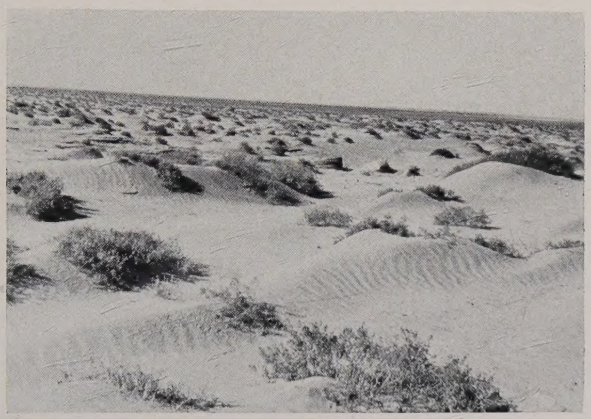


Bild 34 Gipssandfeld mit Nebkas und Yardangs am SO-Rand der Tadmor (Muh) Sabkha. Aufn. Verfasser 1962).

Bild 35 Austrocknung polygonale Risse der Salztonkruste im Schatt-Gebiet SO der Tadmor (Muh) Sabkha. (Aufn. Verfasser 1962).

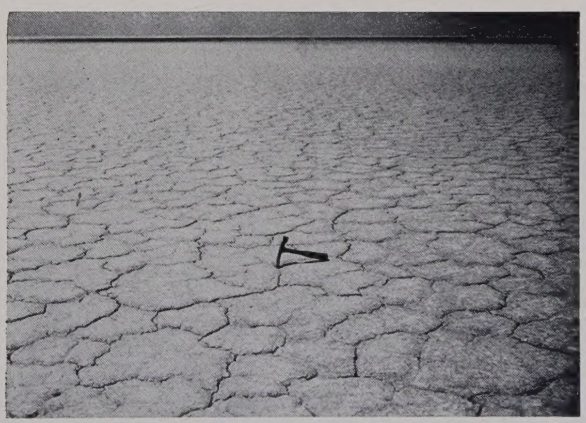


Bild 36 Trockenrisse in Khabret et-Tanf (Aufn. Verfasser 1963).

Buchdruckerei Martin Saß & Co., Göttingen